

ISSN 0869-7175



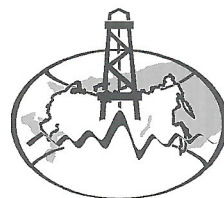
Отечественная геология



5/2005

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2005

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *Е.И.Семенов*,
В.С.Сурков, *Е.Г.Фаррахов*, *В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Округин А.В.

Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы

3

Зайцев А.И., Яковлев Я.В.

Изотопный состав свинца и стронция оловорудных проявлений Восточной Якутии

11

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И.

Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля

23

Костин А.В.

Формации благородных металлов Западного Верхоянья

29

Тулаева Е.Г., Никифорова З.С.

Россыпная золотоносность Витимо-Пилкинского водораздела (Средняя Лена)

34

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.

Россыпная золотоносность р.Маят бассейна р.Анабар

38

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Олейников О.Б., Барашков Ю.П.

Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис

42

Молотков А.Е., Котегов В.А., Павлушин А.Д.

Новый метод наблюдения картины фотолюминесценции природного алмаза со слабым визуальным недоступным свечением

48

Шкодзинский В.С., Зайцев А.И.

Происхождение алмаза в кимберлитах

50

Бахарев А.Г., Шкодзинский В.С., Жданов Ю.Я.

Графитсодержащие кислые магматические породы Тас-Кыстабытского магматического пояса Верхояно-Колымской складчатой области

54

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.

Магматизм Докучанской кольцевой структуры

58

Копылова А.Г., Земнухов А.Л., Томишин М.Д.

Петрохимические особенности щелочных базитов Накынского кимберлитового поля

65

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Прокопьев А.В., Оксман В.С.

Тектонические структуры зоны сочленения Нагонджинского террейна и Полоусного синклинория северо-востока Якутии

74

Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.

Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области

81

Третьяков Ф.Ф.

Надвиговые дислокации Южно-Верхоянского синклинория

85

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

Геодинамические показатели активности земной коры восточной части Сибирской платформы

88

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Сергеенко А.И., Иваненко Г.В., Фрадкина А.Ф., Патык-Кара Н.Г.

Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы

92

Баранов В.В., Альховик Т.С.

Конодонты родов *Amudrotaxis* Klapper et Murphy и *Gigantolus* Baranov в нижнем девоне Северо-Востока России

97

Князев В.Г., Мельник О.А.

Основные тренды эволюции лопастной линии сибирских представителей подсемейства *Harpoceratinae* Neumayr, 1875

102

К 100-летию Бориса Леонидовича Флёрова

107

75-летие Владимира Михайловича Волкова

109

Информация

110

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 06.10.2005. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россышной платины восточной части Сибирской платформы

А.В.ОКРУГИН

Хромшпинелиды — одни из самых устойчивых минералов в экзогенных условиях и в силу широкой изоморфной изменчивости служат минералами-индикаторами коренных источников полезных компонентов в россыпях. Общеизвестно, что высокохромистые шпинелиды наряду с пиропами и пикроильменитами относятся к минералам-спутникам алмаза, являющихся аксессуарными и рудообразующими минералами ультрамафитов, с которыми ассоциируют минералы платиновой группы, формирующие промышленные россыпи иридино-платинового (уральского) и рутений-иридий-осмиевого (офиолитового) типов. Хромшпинелиды из различных типов магматических образований имеют свои типоморфные особенности [2, 4, 7,

10—12, 16—18 и др.]. В данной статье рассматриваются типохимические характеристики хромшпинелидов из россыпей родисто-платинового (вилюйского) типа, широко развитых в восточной части Сибирской платформы [3, 8, 15] и не имеющих аналогов в других регионах, с целью прогнозирования неустановленных до сих пор коренных источников платины из этих россыпей.

Изучены хромшпинелиды из платиноносных россыпей, расположенных в среднем течении р.Вилуй ниже устья р.Укугут; в верховьях р.Тонго в междуречье Вилуя и Лены; по р.Кенкеме, притоку р.Лена в районе г.Якутск (рис. 1); по р.Уджа, притоку р.Анабар и в верховьях р.Эйзэ-этит, нижнего притока р.Лена. Минералы извлекались из

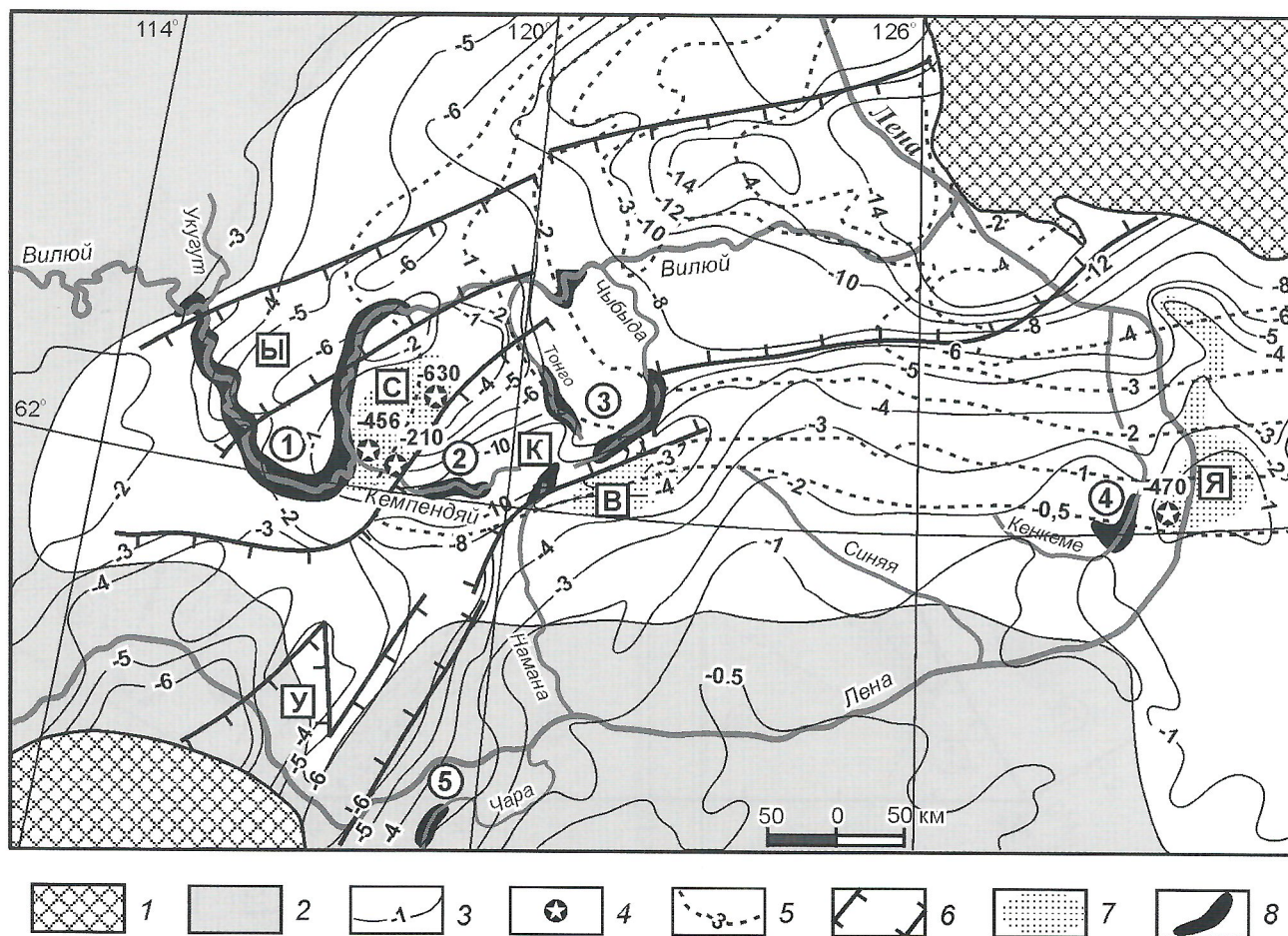


Рис. 1. Схема местоположения платиноносных россыпей Вилюйской синеклизы. Тектоническая основа по [14]:

1 — обрание Сибирской платформы; 2 — отложения палеозойского чехла; 3 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, км; 4 — абсолютные отметки поверхности фундамента по скважинам, м; 5 — мезозойские отложения с изогипсами подошвы; 6 — границы палеорифтовых систем (Ы — Ыгыаттинская, К — Кемпендэйская, У — Уринская); 7 — области размыва погребенных выступов фундамента в палеозойское и мезозойское время (выступы: С — Сунтарский; В — Верхнесинский; Я — Якутский); 8 — золото-платиноносные россыпи (цифры в кружках): 1 — среднего течения р.Вилуй, 2 — р.Кемпендэй, 3 — верховья рек Тонго—Чыбыда—Намана, 4 — р.Кенкеме, 5 — р.Чара

тяжелых концентратов шлиховых проб объемом 20—100 л, взятых из аллювиальных отложений. Количество хромшпинелидов в пробах колеблется от единичных зерен до нескольких сотен, их размер изменяется преимущественно от 0,2 до 1 мм. Среди основной массы черных окатанных обломков и кристаллов ильменита и магнетита хромшпинелиды обычно выделяются матовой поверхностью и хорошо выраженными октаэдрическими формами слабо- или среднеокатанных зерен. В тяжелой фракции шлихов, кроме преобладающих ильменита и магнетита, в большом количестве встречаются гранаты главным образом пироп-спессартин-альмандинового ряда, реже дистен, ставролит, циркон, сфен, рутил, апатит, турмалин, алюмошпинели сине-зеленого и красно-коричневого цвета и др.

Для определения возможных источников хромшпинелидов необходимо знание их *типохимических особенностей* в различных магматических формациях. Из обширного литературного материала следует, что состав шпинелидов магматических пород изменяется в очень широких пределах и образуют они два основных изоморфных ряда: хромит—алюмошпинель и хромит—магнетит, а

между шпинелью и магнетитом существует широкий разрыв. Первый ряд характерен для альпинотипных перидотитов и глубинных включений ультраосновных пород из кимберлитов, а второй — для дифференцированных и расслоенных интрузивов мафит-ультрамафитовых пород. В.С.Приходько [11] эти ряды выделяет соответственно как метаморфический и магматический тренды. Важное типоморфное значение имеет соотношение двухвалентных катионов железа и магния, а также содержание титана в шпинелидах.

Учитывая опыт классификаций исследователей, занимавшихся ранее этим вопросом (А.К.Болдырев, А.Г.Бетехтин, С.А.Вахромеев, Н.В.Павлов, Г.А.Соколов и др.), автор предлагает модифицированную классификационную тройную диаграмму $\text{Cr—Al—}(\text{Fe}^{2+}+2\text{Ti})$ с развернутыми двойными диаграммами, отражающими магнезиальность и титанистость минералов (рис. 2), на которой, кроме трех основных конечных членов изоморфных рядов — хромита, шпинели и магнетита, выделены внутривидовые различия при содержании другого минерала >20%. При этом к названию конечного минерального вида добавляется при-

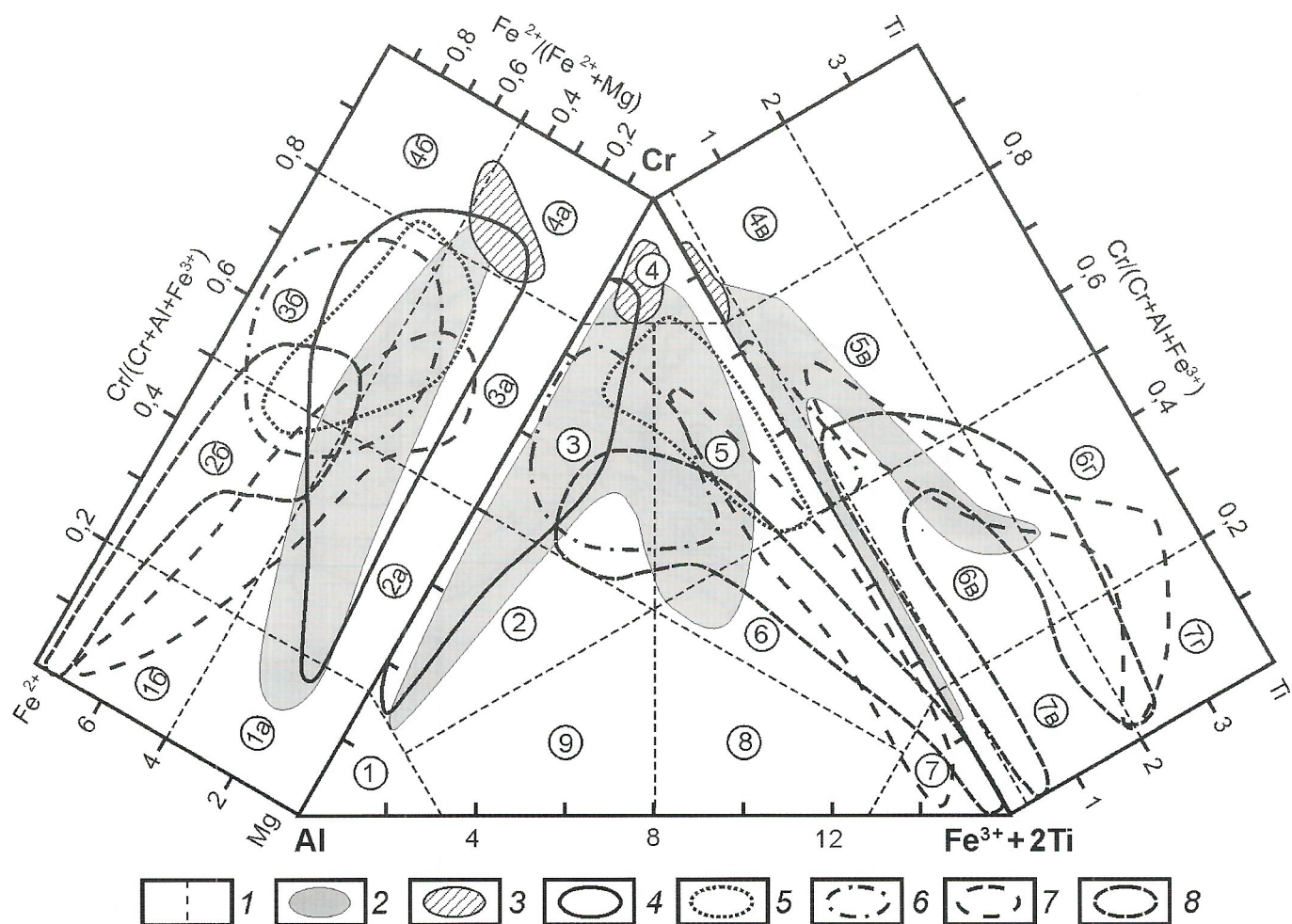


Рис. 2. Классификационная диаграмма шпинелидов:

1 — видовые и внутривидовые группы (цифры в кружках): 1 — шпинель, 2 — хромшпинель, 3 — алюмохромит, 4 — хромит, 5 — феррихромит, 6 — хроммагнетит, 7 — магнетит, 8 — алюмомагнетит, 9 — ферришпинель, 1а—4а — магнезиальные, 1б—4б — железистые, 4в—7в — титанистые, 6г—7г — высокотитанистые; поля составов шпинелидов: 2 — кимберлиты [1, 12], 3 — алмазная ассоциация [12], 4 — альпинотипные перидотиты [10, 17], 5 — дуниты Инаглинского массива [7], 6 — расслоенные перидотит-норитовые плутоны [10, 16, 18], 7 — перидотиты и меймечиты Гулинского массива [2], 8 — пикритовые габбро-долериты Норильского района [4]

ставка, отражающая название примесного компонента, например, алюмохромит, хроммагнетит и др. В зависимости от соотношения двухвалентных катионов все разновидности шпинелидов можно разделить на железистые и магнезиальные с добавлением к их названиям соответствующего прилагательного. При содержании $TiO_2 > 1\%$, что примерно соответствует 0,25 ед. числа катионов при пересчете формулы шпинелида на 32 атома кислорода, выделяются титанистые, а при $Ti > 2$ ед. (примерно 9%) — высокотитанистые разновидности.

На предлагаемую диаграмму (см. рис. 2) по литературным данным и исследованиям автора вынесены поля составов шпинелидов из основных типов магматических образований. Несмотря на то, что поля частично перекрываются, минералы преимущественно имеют типохимические особенности, которые могут служить индикаторными характеристиками. Например, минералы из кимберлитов формируют три тренда: магнезиальные хромит-алюмошпинелиды (хромиты алмазной ассоциации и шпинелиды ксенолитов глубинных ультраосновных пород), магнезиальные низкотитанистые и титанистые хромит-хроммагнетиты (собственно кимберлитовые). Причем, титанистые хромшпинелиды наиболее характерны для кимберлитовых трубок Далдынского поля, например, Академическая и Ленинградская, в то время как в трубках Мир и Айхал их количество незначительно [12].

В альпинотипных перидотитах хромит-алюмошпинелевый тренд минералов в отличие от кимберлитового охватывает более широкое поле в области железистых разновидностей. Еще более низкой магнезиальностью характе-

ризуются хромшпинелиды дунитов и перидотитов зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбрового состава, в частности Инаглинского массива (Алданский щит), а также из пород расслоенных перидотит-норитовых интрузивов Бушвельд, Стилутер и Великая Дайка, но они уже относятся к хромит-магнетитовому тренду. В расслоенных плутонах отмечается тенденция повышения титанистости хромшпинелидов. В дунитах, перидотитах и меймечитах Гулинского массива шпинелиды образуют единый непрерывный тренд от магнезиальных титанистых феррихромитов до железистых высокотитанистых хроммагнетитов и магнетитов. Шпинелиды из пикритовых габбро-долеритов Норильского района представлены железистой алюмохромит-хроммагнетитовой серией, разветвленной на два тренда — титанистый и высокотитанистый.

В золото-платиноносных россыях р.Виллой хромшпинелиды (табл. 1) изучены на участке от устья р.Укугут до устья р.Кемпендйя. Большинство минералов на классификационной диаграмме (рис. 3) попадает в поле шпинелидов из кимберлитов. Остальные занимают область менее магнезиальных хромитов, алюмохромитов и хромшпинелей, характерных для альпинотипных перидотитов и пород расслоенных перидотит-норитовых плутонов. Встречаются единичные зерна титанистых алюмохромитов, феррихромитов и хроммагнетитов, часть из которых имеет низкую магнезиальность, т.е. подобна таковым из пикритовых габбро-долеритов Норильского района.

Минералы из аллювиальных отложений р.Виллой в изученном районе полностью соответствуют хромшпинелидам из базальных конгломератов нижней юры, вскрытых

1. Представительные анализы хромшпинелидов бассейна р.Виллой, %

Анализ	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	Сумма
<i>Хромшпинелиды из аллювиальных отложений среднего течения р.Виллой</i>								
1	6,60	1,52	22,82	31,45	32,11	0,52	3,11	98,13
2	0,73	20,29	31,01	14,91	24,24	0,33	6,96	98,47
3	1,27	27,63	31,98	7,79	17,64	0,22	12,63	99,16
4	2,76	18,70	34,16	11,52	18,37	0,23	11,71	97,45
5	0,32	20,63	38,41	7,73	24,47	0,33	6,70	98,59
6	1,65	13,53	46,77	8,76	17,44	0,28	11,68	100,11
7	4,10	6,86	47,77	11,05	14,41	0,39	14,54	99,12
8	0,21	15,69	49,05	5,08	20,68	0,43	8,86	100,00
9	1,11	14,71	50,73	6,60	12,11	0,23	15,13	100,62
10	0,17	10,34	52,42	2,13	31,15	0,61	0,88	97,70
11	0,12	10,76	54,11	5,09	20,96	0,41	8,02	99,47
12	0,17	11,65	57,48	4,55	10,11	0,23	15,37	99,56
13	0,29	8,26	59,19	1,51	23,44	0,65	6,12	99,46
14	0,12	6,79	62,69	3,77	12,64	0,27	13,14	99,42
15	0,01	6,44	63,25	2,39	18,75	0,54	9,12	100,50
16	0,10	7,91	63,42	3,58	11,00	0,26	14,63	100,90
17	0,05	8,00	64,31	0,79	17,78	0,30	10,27	101,50

Анализы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
<i>Хромшпинелиды из базальных конгломератов нижней юры, р.Виллой</i>								
18	0,02	2,35	20,46	47,15	22,70	0,67	5,17	98,52
19	1,28	36,58	29,09	4,00	11,30	0,18	18,04	100,47
20	1,35	27,34	32,81	7,32	18,99	0,23	11,93	99,97
21	1,91	14,15	38,89	10,17	31,18	0,59	2,57	99,46
22	0,17	26,39	40,63	3,48	16,10	0,20	13,12	100,09
23	2,12	17,29	40,97	9,53	19,45	0,30	11,17	100,83
24	0,10	12,61	44,98	10,90	23,90	0,44	6,10	99,03
25	1,29	17,13	45,82	8,01	14,19	0,19	14,18	100,81
26	0,17	13,62	49,06	7,53	19,93	0,26	9,13	99,70
27	0,04	15,41	53,91	1,75	18,18	0,42	10,44	100,15
28	0,07	6,25	61,51	2,89	23,66	0,49	5,46	100,33
29	0,05	8,20	63,05	0,51	17,28	0,38	10,23	99,70
30	0,05	4,35	64,38	2,34	25,45	0,32	2,82	99,71
<i>Хромшпинелиды из аллювиальных отложений р.Тонго</i>								
31	0,42	22,56	36,89	6,74	24,39	0,43	6,90	98,33
32	4,94	18,38	39,31	5,94	19,01	0,37	13,30	101,25
34	2,54	17,52	41,19	5,39	22,12	0,32	9,19	98,27
35	0,41	20,60	42,34	6,68	16,46	0,30	12,07	98,86
36	0,24	21,66	42,59	3,96	21,41	0,36	8,89	99,11
37	0,22	21,17	45,87	3,93	13,25	0,27	14,16	98,87
38	0,34	16,77	47,61	4,26	20,74	0,47	8,78	98,97
39	1,59	17,08	47,90	5,89	11,01	0,18	16,27	99,92
40	0,18	21,16	48,37	1,60	14,77	0,16	13,40	99,64
41	0,18	19,15	49,17	2,86	16,35	0,30	12,17	100,18
42	0,06	12,41	50,05	6,18	22,99	0,36	6,70	98,75
43	0,08	8,38	59,97	2,98	16,54	0,36	10,56	98,87

Примечание. 1. Анализы, приведенные в таблицах 1 и 2, выполнены на рентгеноспектральном микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» в ИГАБМ СО РАН; аналитики: Н.В.Лескова и С.К.Попова. 2. Анализы сортированы по возрастанию содержания Cr₂O₃; 3. Fe₂O₃ определено путем пересчета на стехиометрическую формулу минерала.

по берегам р.Виллой в районе устья ее притока р.Укугут (см. табл. 1, рис. 3), что указывает на поступление материала преимущественно из промежуточных осадочных коллекторов. Одно зерно высокохромистого шпинелида из укугутских конгломератов в отличие от хромитов алмазной ассоциации из якутских кимберлитов имеет очень низкое содержание магния (см. табл. 1, ан. 30). Подобные железистые хромиты установлены в виде включений в алмазах из кимберлитов Африки [13], а также они характерны для хондритовых метеоритов, в которых шпинелиды образуют прямолинейный тренд от чисто железистых хромитов до магнезиальных алюмошпинелей [17].

Среди изученных минералов аллювия р.Виллой и укугутских конгломератов встречаются шпинелиды подобные по составу хромитам курунгского типа [1], которые резко отличаются от хромшпинелидов из кимберлитов только по морфологии, соответствуя им по составу. Однако состав курунгских хромшпинелидов относительно однообразен (см. рис. 3) и идентичен аксессуарным хромитам из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива, встречаются они в разновозрастных осадочных коллекторах верхнего палеозоя Малоботубинского и Далдино-Алакитского районов, ареал их распространения значительно шире, чем индикаторных минералов кимберлитов.

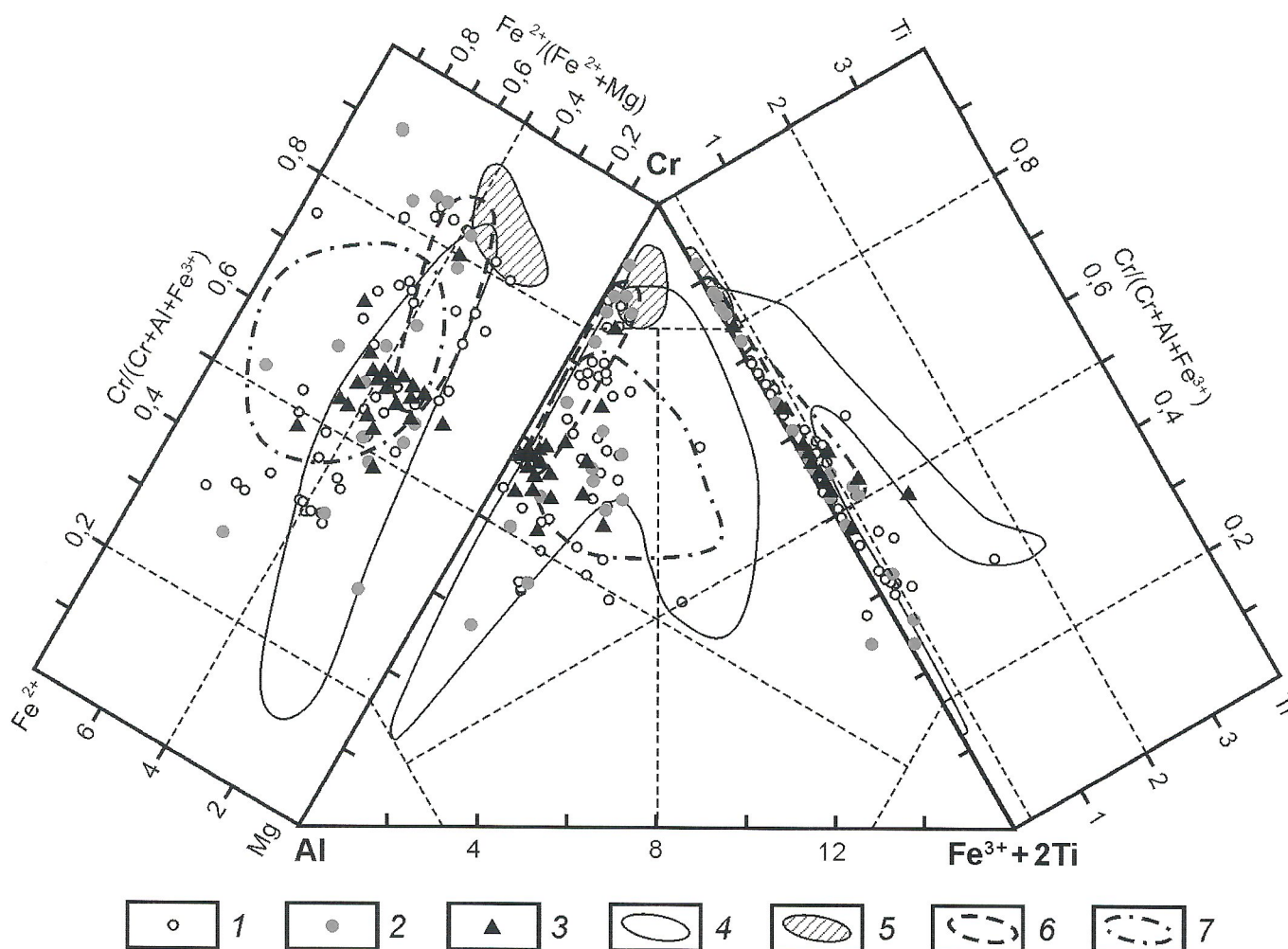


Рис. 3. Компонентный состав хромшпинелидов из отложений бассейна р.Виллой:

1 — аллювий, р.Виллой; 2 — конгломераты нижней юры, р.Виллой; 3 — аллювий, р.Тонго; 4 — кимберлиты Якутии [1, 12]; 5 — хромиты алмазной ассоциации [12]; 6 — «курунгские» хромшпинелиды [1]; 7 — расслоенные перидотит-норитовые плутоны [10, 16, 18]

Аналогичные хромшпинелиды зафиксированы также на Украине, Полярном Урале, Тимане, в Архангельской алмазонасной провинции, Австралии и других регионах [1].

Хромшпинелиды из *аллювиальных отложений р.Тонго* характеризуются относительно узким диапазоном изменения состава и представлены преимущественно железистыми и магнезиальными алюмохромитами (см. рис. 3, табл. 1). Точка состава только одного зерна тяготеет к области хромитов. В некоторых минералах отмечается повышенное содержание титана. Весьма интересен факт локального распределения минералов в поле хромшпинелидов древних расслоенных перидотит-норитовых интрузивов, но это поле в основном перекрывается областью составов шпинелидов из кимберлитов. Можно предположить, что в данном районе мезозойскими отложениями перекрыты или кимберлиты с хромшпинелидами узко ограниченного алюмохромитового состава, или здесь имеется древний погребенный платиноносный расслоенный плутон. Исходя из находок платины в отложениях, при отсутствии признаков алмазонасности данного района, последнее более вероятно.

В *отложениях р.Кенкеме* хромшпинелиды представлены главным образом железистыми алюмо- и феррихромита-

ми (табл. 2) и на диаграмме компонентного состава (рис. 4) их можно разделить на три группы. Если хромит-алюмохромитовая группа отвечает минералам из альпинотипных перидотитов, то хромит-феррихромитовая близка к минералам зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, а алюмохромит-феррихромитовая, наиболее обогащенная глиноземом, соответствует хромшпинелидам из древних расслоенных плутонов. Только незначительная часть минералов (примерно одна треть) попадают в поле кимберлитовых магнезиальных хромшпинелидов. Характерно практическое отсутствие титанистых разновидностей минералов. Следует отметить, что подобные хромшпинелиды были установлены также в базальных брекчиевидных породах нижней юры по р.Синяя [9].

В *аллювии р.Уджа* хромшпинелиды изучены в районе выхода Томторского массива щелочных сиенитов, щелочно-ультраосновных пород, пикритов и карбонатитов с уникальным редкометалльно-редкоземельным месторождением. Обнаруженные зерна представлены в основном (7 из 9 зерен) титанистыми алюмохромитами, феррихромитами и хроммагнетитами (см. табл. 2), которые попадают (см. рис. 4) в поля титанистых шпинелидов из кимберлитовых трубок, расслоенных перидотит-норитовых плутонов,

2. Представительные анализы хромшпинелидов из россыпей (аллювиальных отложений) рек Кенкеме, Уджа и Эйээкит, %.

Анализы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма
<i>Р.Кенкеме</i>								
1	0,38	24,34	28,22	39,22	0,47	6,56	0,14	99,33
2	0,11	22,42	32,65	35,86	0,30	8,03	0,28	99,65
3	0,11	14,93	32,94	48,06	0,12	2,60	0,00	98,76
4	0,82	7,20	32,97	57,31	0,35	1,24	0,13	100,02
5	0,08	19,40	35,42	40,07	0,40	5,01	0,17	100,55
6	1,49	3,24	37,73	46,90	0,31	8,93	0,09	98,70
7	0,53	14,92	38,39	40,42	0,22	5,27	0,14	99,89
8	0,49	4,99	39,47	51,20	0,61	2,07	0,10	98,92
9	0,05	23,44	41,33	27,01	0,32	8,48	0,15	100,79
10	1,10	4,70	45,95	41,96	0,49	5,67	0,09	99,96
11	0,09	19,11	48,71	19,66	0,30	11,82	0,09	99,78
12	0,21	13,54	50,97	29,48	0,49	4,60	0,00	99,29
13	0,68	3,63	51,16	33,80	0,47	9,69	0,11	99,54
14	0,68	5,74	53,65	23,40	0,21	15,15	0,17	99,00
15	0,03	11,19	53,90	28,06	0,40	5,72	0,04	99,34
16	0,05	12,27	56,04	23,34	0,37	6,79	0,00	98,86
17	0,37	3,41	59,01	23,74	0,30	11,20	0,05	98,09
18	0,02	6,51	62,11	23,76	0,39	6,57	0,01	99,37
<i>Р.Уджа</i>								
19	6,89	7,79	18,64	51,99	0,48	12,51	0,29	98,59
20	4,67	15,60	28,92	46,59	0,37	1,46	0,10	97,71
21	7,45	5,36	30,58	47,98	0,49	6,58	0,23	98,67
22	0,55	11,71	35,46	41,47	0,36	8,60	0,13	98,28
23	2,63	19,47	36,25	25,74	0,24	13,71	0,14	98,18
24	5,53	6,69	40,61	33,63	0,35	10,66	0,25	97,72
25	3,58	6,20	42,14	37,35	0,48	9,18	0,12	99,05
26	0,01	12,83	44,93	34,33	0,87	5,41	0,05	98,43
27	3,54	6,03	45,76	37,44	0,40	6,86	0,16	100,19
<i>Р.Эйээкит</i>								
28	7,45	7,51	11,88	58,54	0,63	11,96	0,26	98,23
29	9,79	4,14	24,65	50,86	0,34	9,19	0,22	99,19
30	5,98	6,48	26,80	46,33	0,29	12,98	0,20	99,06
31	8,72	3,97	27,77	50,98	0,53	7,09	0,25	99,31
32	5,75	6,72	38,85	34,12	0,31	12,28	0,21	98,24
34	4,78	3,51	39,64	44,18	0,71	6,97	0,13	99,92
35	4,69	6,66	42,97	33,01	0,35	11,12	0,08	98,88
36	0,35	16,21	46,00	26,23	0,41	10,46	0,01	99,67
37	4,30	6,93	47,06	28,08	0,34	12,47	0,22	99,40
38	0,00	6,39	60,24	24,16	0,51	7,01	0,00	98,31

*FeO — общее содержание железа в минерале.

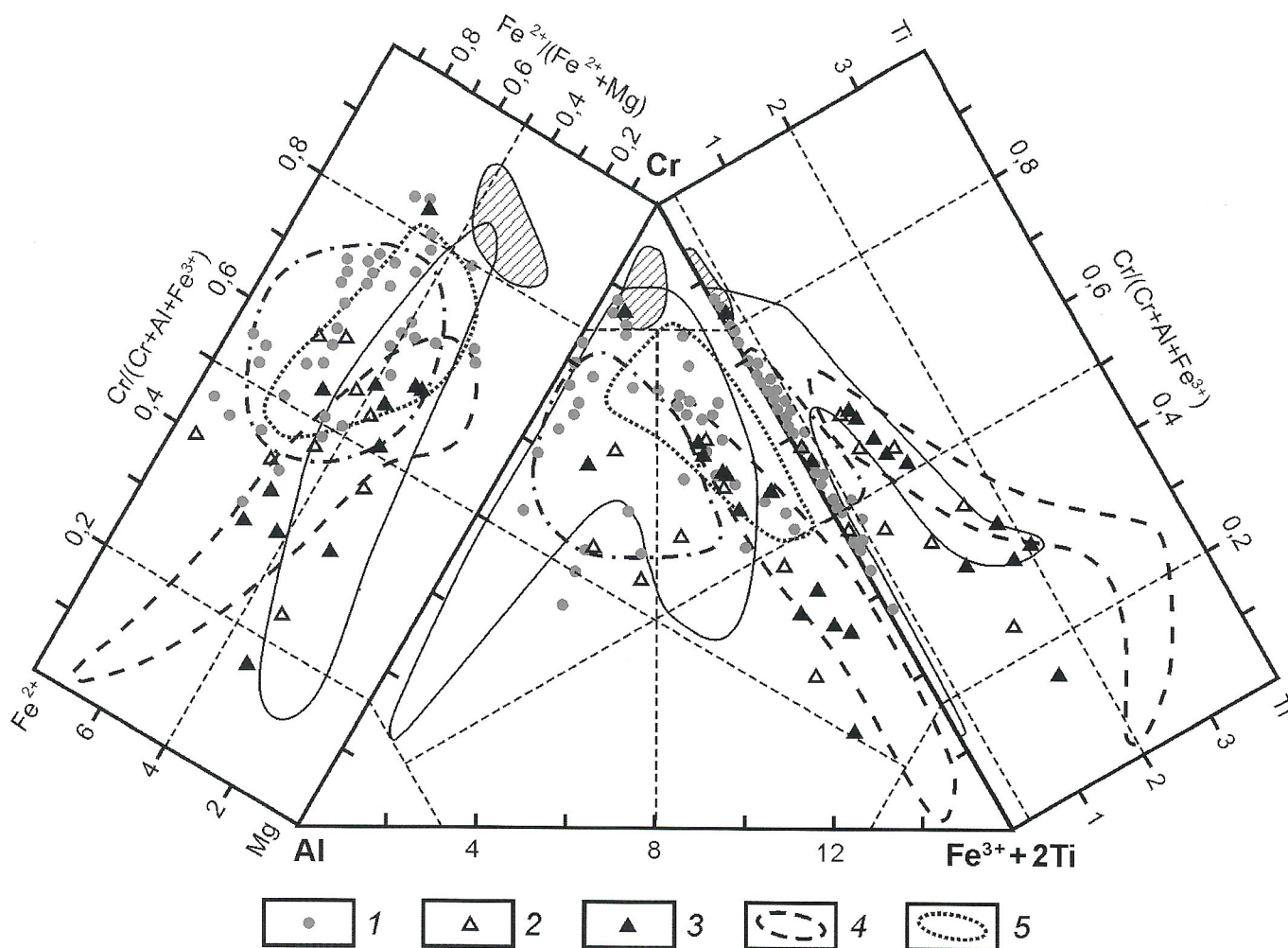


Рис. 4. Компонентный состав хромшпинелидов из россыпей рек Кенкеме, Уджа и Эйээкит:

аллювий рек: 1 — Кенкеме, 2 — Уджа, 3 — Эйээкит; 4 — перидотиты и меймечиты Гулинского массива [2]; остальные услов. обозн. см. на рис. 3

перидотитов и меймечитов Гулинского массива, а также пикритовых габбро-долеритов Норильских медно-никелевых месторождений.

В верховьях р. Эйээкит хромшпинелиды исследовались из золото-платиноносных россыпей, локализованных в пределах Сололийского выступа нижнепротерозойских пород на Оленёкском поднятии. Изученные минералы (см. табл. 2, рис. 4) подобны хромшпинелидам из аллювиальных отложений р. Уджа. Кроме титанистой серии феррихромитов и хроммагнетитов в аллювии р. Сололь обнаружены два зерна низкотитанистых алюмохромита и хромита, которые отличаются от кимберлитовых хромшпинелидов несколько пониженной магнезиальностью.

В заключение следует отметить, что для каждого района развития платиноносных россыпей на востоке Сибирской платформы характерен свой преобладающий специфический набор хромшпинелидов. Если в бассейне среднего течения р. Вилюй хромшпинелиды преимущественно представлены хромит-алюмохромитовой серией, типичной для трубки Мир [12], что вполне объяснимо близостью Мирнинского кимберлитового поля, то алюмохромиты из аллювия р. Тонго образуют компактное поле, аналогичное таковому для минералов из расслоенных перидотит-норитовых плутонов. В бассейне р. Кенкеме уже преобладают

минералы, подобные шпинелидам из «коровых» ультрамафитов — альпинотипных перидотитов, расслоенных и концентрически-зональных плутонов. В хромшпинелидах из россыпей рек Уджа и Эйээкит ярко выражен титановый тренд, присущий перидотитам, меймечитам Гулинского массива и пикритовым габбро-долеритам Норильского района.

Изученные платиноносные россыпепроявления относятся к россыпям родисто-платинового (вилуйского) типа и в основном пространственно локализованы в пределах развития мезозойских терригенных отложений платформенного чехла и приурочены к погребенным выступам кристаллического фундамента (см. рис. 1). Отсутствие подобных россыпей в пределах выходов кристаллического фундамента на Алданском и Анабарском щитах, также как и отсутствие каких-нибудь геологических признаков связи «вилуйских» россыпей с коренными источниками на поверхности в пределах фанерозойского чехла платформы, позволило автору предположить [8], что материнские породы «вилуйской» платины — платиноносные объекты, которые связаны с погребенным под чехлом протерозойско-рифейским мегакомплексом.

По геофизическим данным под платформенным чехлом фиксируются крупные кольцевые аномалии, интерпрети-

руемые И.Н.Истоминим и В.М.Мишниним как крупные стратифицированные платиноносные базит-ультрабазитовые плутоны [5]. Присутствие во всех изученных платиноносных россыпях хромшпинелидов, подобных минералам древних расслоенных перидотит-норитовых интрузивов подтверждает подобное предположение. Однако уникальная родисто-платиновая ассоциация минералов платиновой группы россыпей указывает на то, что погребенные плутоны Сибирской платформы имеют специфические особенности в отличие от своих южноафриканских и североамериканских гомологов.

На карте-схеме (см. рис. 1) по пересечению одинаковых гипсометрических линий поверхности фундамента и подошвы мезозойских отложений оконтурены предполагаемые области размыва погребенных выступов фундамента на Сунтарском и Якутском поднятиях в мезозойское время. Здесь по данным бурения под нижнеюрскими отложениями на глубине 210—630 м вскрыты кристаллические образования докембрийского фундамента [6]. По мнению автора, из материнских платиноносных пород, локализованных в пределах таких выступов, сначала в раннеюрские, затем через них в современные аллювиальные отложения наряду с мелкой «плавающей» платиной поступали и минералы-спутники — хромшпинелиды. Такой же путь проделали наиболее устойчивые в экзогенных условиях минералы метаморфических пород фундамента — пироп-альмандиновые гранаты, дистены, ставролиты и др. В гравийно-галечном материале сохраняются преимущественно самые устойчивые фрагменты фундамента: кремни, кварциты, стекловатые и порфиоровые эффузивные породы. Увеличение в некоторых местах количества обломков легко разрушающихся в условиях выветривания полнокристаллических пород — гнейсов, кристаллических сланцев и других, вероятно, указывает на близость докембрийских выступов.

Экспериментальные определения [8] путем измерения скорости падения зерен в воде показали, что гидравлическая крупность тонкой платины «вилейского» типа (5—13 см/с) соответствует таковой хромшпинелидов размером 0,5—1 мм (5—10 см/с). Следовательно, хромшпинелиды и тонкая «плавающая» платина в процессе россыпеобразования, особенно в спокойных гидродинамических условиях платформы, не теряют парагенетическую связь и поэтому хромшпинелиды могут быть использованы для прогнозных целей при поисках неустановленных коренных источников платины на закрытых территориях.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ № НШ-2082.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похилenko Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, 2001.
2. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 7—16.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. Обзор месторождений платины вне Урала. — М.: Изд-во АН СССР, 1933.
4. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. С. 105—126.
5. Истомин И.Н., Мишнин В.М. К проблеме поисков месторождений металлов платиновой группы в Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2003. № 2. С. 13—27.
6. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. — М.: Наука, 1964.
7. Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 2001. № 3. С. 268—279.
8. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000.
9. Олейников О.Б., Смеров А.П. Петрография и минералогия вулканогенно-осадочных пород Вилейской синеклизы (р.Синяя) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 415—418.
10. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. С. 5—78.
11. Приходько В.С. Вариации составов хромшпинелидов и их значение для петрологии ультрабазитов // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 67—74.
12. Соболев Н.В., Похилenko Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7—24.
13. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. — М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001.
15. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилейской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
16. Engelbrecht J.P. The Chromites of the Bushveld Complex in the Nietverdiend Area // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 4. P. 896—910.
17. Roeder P.L. Chromite: from the Fiery Rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. № 4. P. 729—746.
18. Sharpe M.R., Hulvert L.J. Ultramafic Sills beneath the Eastern Bushveld Complex // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 4. P. 849—871.

Изотопный состав свинца и стронция оловорудных проявлений Восточной Якутии

А.И.ЗАЙЦЕВ, Я.В.ЯКОВЛЕВ

Проблема источника металла и жильного материала — одна из главных в вопросах генезиса рудных месторождений. Она имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение, позволяя выбирать правильное направление поисковых работ. Решать эту проблему в определенной степени позволяют изотопные методы. В данной работе рассмотрены результаты изучения изотопного состава свинца в галенитах и стронция в карбонатах оловорудных проявлений и месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации Верхояно-Колымской складчатой области, расположенных в различных структурах Яно-Индигирской синклинальной зоны и в основном в пределах Адычанского антиклинория и Полоусненского синклинория. Месторождения данного формационного типа, как правило, приурочены к поперечным складчатым структурным зонам разломов и размещены в терригенных породах, возраст которых от среднего триаса до поздней юры [5, 6]. В центральной части Адычанского антиклинория (Дербек-Нельгесинское междуречье) разнообразны по минеральным типам рудопроявления и месторождения олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, приурочены к двум поперечным зонам разломов: Сан-Юряхской и Дербек-Нельгесинской. Севернее, в Эге-Хайской поперечной зоне разломов расположено месторождение Эге-Хая, руды которого представляют сульфидно-хлоритовый тип формации. В Полоусненском синклинории в зоне Депутатского поперечного разлома локализовано Депутатское рудное поле, а в зоне Куранахского — Укачилканское месторождение. На юге синклинория в зоне его сочленения с Селенняхским горст-антиклинорием расположено Дяхтардахское месторождение, а в Южно-Верхоянском синклинории вблизи Аллахского и Винто-Халыинского субвулканов — проявление Зарница.

По геологическим данным и результатам К-Аг датирования месторождения и рудопроявления касситерит-силикатно-сульфидной формации формировались в интервале времени 110—65 млн.лет [5, 3]. Возраст руд сульфидно-турмалинового типа практически во всех месторождениях 110—100 млн.лет, а сульфидно-хлоритового 65—70 млн.лет. Оруденения арсенопирит-пирротинового и галенит-сфалеритового типа формировались позднее 100 млн.лет и на месторождении Зарница датируются как 79—86 млн.лет [3, 5, 6].

Изотопный состав свинца галенитов. Результаты исследования изотопного состава свинца в галенитах из различных минеральных ассоциаций и типов касситерит-силикатно-сульфидной формации Восточной Якутии представлены в табл. 1. На диаграмме ураногенных изотопов свинца (рис. 1) точки составов группируются в поля по региональному признаку. В Дербек-Нельгесинской зоне галениты руд имеют относительно гомогенный изотопный состав свинца, лишь четыре образца из рудопроявлений Извилистое, Секет, Сордонг и Хоспохтох с повышенными содержаниями изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb (см. рис. 1). Разные минеральные типы руд оловянных и золото-редкометалльной формации (Хоспохтох) по изотопному составу свинца галенитов близки ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,432—18,628$,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,579—15,654$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,418—38,529$), но значения их изотопных отношений выше, чем таковые для руд Полоусненского и Южно-Верхоянского синклинориев.

Галениты оловорудных проявлений хр.Полоусный характеризуются значительной свинцово-изотопной гетерогенностью. Для Депутатского рудного поля точки составов формируют вытянутое поле с широкой вариацией изотопных отношений свинца. Для центральной штоковерковой части месторождения, расположенного над не вскрытым массивом гранитов, где руды представлены сульфидно-турмалиновым типом, изотопный состав свинца относительно гомогенен ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,308—18,312$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,507—15,513$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,177—38,205$). В рудопроявлениях Булатском и Юбилейном (сульфидно-хлоритовый тип) на периферии поля величины изотопных отношений свинца галенитов имеют большие вариации значений ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,22—18,50$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,50—15,67$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,0—38,56$). Галенитам Депутатского рудного поля свойственны менее радиогенные $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Более низкий радиогенный состав наблюдается в галенитах месторождений Укачилкан и Зарница ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,182—18,197$ и $18,220—18,228$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,540—15,552$ и $15,557—15,564$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,177—38,203$ и $38,461—38,464$) (см. рис. 1).

Галениты оловорудных месторождений отличаются и по другим параметрам Pb-Pb систем. Например, средние значения изотопного отношения торогенного свинца к ураногенному $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ минимальны в рудах Дербек-Нельгесинской зоны ($2,0848\pm 39$), выше в месторождениях Депутатском ($2,0857\pm 6$), Булатском ($2,0867\pm 29$) и Юбилейном ($2,0903\pm 11$) и наиболее высокие в рудах месторождений Укачилкан ($2,1093\pm 6$) и Зарница ($2,1105\pm 7$). Это согласуется и с распределением параметров $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $\omega=^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ и Th/U, рассчитанных по модели Стейси-Краммера [9] (табл. 2). Источник свинца месторождений Дербек-Нельгесинской зоны имел более высокие величины μ , чем аналогичных месторождений Южно-Верхоянского и Полоусненского синклинориев (рис. 2, А). Для руд проявлений Булат и Юбилейное характерны значительные изменения параметров μ и ω . В область их данных попадают как галениты центральной части Депутатского поля с наиболее низкими значениями, так и месторождений Укачилкан и Зарница с более высокими. Источники свинца изученных рудопроявлений отличаются и по величине Th/U. Повышенная доля тория относительно урана характерна для руд месторождений Укачилкан и Зарница ($3,94—3,99$), а пониженная — Депутатского поля ($3,75—3,77$) и Дербек-Нельгесинской зоны ($3,82—3,89$). На диаграммах μ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (см. рис. 2, Б) и ω — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (см. рис. 2, В) месторождения из различных структур региона также обособлены в отдельные поля. Здесь $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в галенитах использовано как критерий относительного возраста источника их свинца [1]. Наименьшее значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, и соответственно более молодой возраст источника, имеют руды Дербек-Нельге-

1. Изотопный состав свинца галенитов оловорудных проявлений касситерит-силикатно-сульфидной формации Восточной Якутии

Образец	Минеральная ассоциация	Изотопные отношения				
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
I. Полоусненский синклиорий						
Месторождение Депутатское (центральная штокверковая часть). Сульфидно-турмалиновый тип						
СД-873	Сульфидно-карбонатная	18,310	15,513	38,203	0,847	2,086
СД-888		18,308	15,507	38,177	0,847	2,085
С-1092		18,312	15,510	38,205	0,847	2,086
Рудопроявление Булатское (периферия Депутатского рудного узла). Галенит-сфалеритовый тип						
СБ-1026-б	Сульфидно-карбонатная	18,220	15,456	38,004	0,848	2,086
СБ-1027-б		18,302	15,506	38,164	0,847	2,085
СБ-1031-б		18,296	15,538	38,528	0,849	2,091
СБ-1036-б		18,498	15,668	38,562	0,847	2,085
Рудопроявление Юбилейное (периферия Депутатского рудного узла). Галенит-сфалеритовый тип						
СЮ-1047-а	Сульфидно-карбонатная	18,278	15,552	38,182	0,851	2,089
СЮ-1048-б		18,223	15,500	38,104	0,851	2,091
Ю-102а		18,350	15,590	38,373	0,849	2,091
Месторождение Укачилканское. Арсенопирит-пирротиновый тип						
УК-245а	Полисульфидно-карбонатная	18,186	15,542	38,351	0,855	2,109
УК-246а		18,182	15,540	38,343	0,855	2,109
УК-269у		18,197	15,552	38,389	0,855	2,110
II. Адычанский антиклинорий						
1. Дербее-Нельгесинская зона						
Месторождение Алыс-Хая. Сульфидно-турмалиновый тип						
Ла-302/4	Сульфидно-карбонатная	18,464	15,615	38,471	0,846	2,084
Ла-306/6		18,465	15,614	38,463	0,846	2,083
Рудопроявление Находка. Галенит-сфалеритовый тип						
Г-486	Полисульфидно-карбонатная	18,457	15,613	38,443	0,846	2,083
Рудопроявление Некучан. Сульфидно-хлоритовый тип						
И-15/1	Сульфидно-карбонатная	18,456	15,594	38,418	0,845	2,082
И-1	Полисульфидно-карбонатная	18,459	15,605	38,422	0,845	2,081
Рудопроявление Извилистое. Сульфидно-хлоритовый тип						
ЛИ-424А	Полисульфидно-карбонатная	18,432	15,642	38,484	0,849	2,089
Рудопроявление Хоспохтох. Золото-редкометалльно-кварцевый тип						
М-123	Полисульфидно-карбонатная	18,557	15,625	38,551	0,842	2,077
М-123-8		18,456	15,603	38,444	0,845	2,083
М-133		18,449	15,604	38,497	0,846	2,087
Рудопроявление Сордонг. Галенит-сфалеритовый тип						
С-155А	Сульфидно-карбонатная	18,450	15,654	38,527	0,848	2,088

Образец	Минеральная ассоциация	Изотопные отношения				
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Рудопроявление Эганджа. Галенит-сфалеритовый тип						
Э-168	Полисульфидно-карбонатная	18,462	15,626	38,486	0,846	2,085
Э-170	«	18,445	15,616	38,505	0,847	2,087
Э-170А	«	18,442	15,609	38,506	0,846	2,088
Э-173Б	«	18,442	15,611	38,509	0,846	2,088
Э-186А	«	18,458	15,617	38,545	0,846	2,088
Э-188	«	18,436	15,579	38,476	0,845	2,087
Д-73	«	18,459	15,585	38,501	0,844	2,086
Д-74	«	18,477	15,595	38,577	0,844	2,088
Д-118	«	18,470	15,596	38,584	0,844	2,089
Рудопроявление Секет. Галенит-сфалеритовый тип						
Р-25/1	Сульфидно-карбонатная	18,466	15,627	38,495	0,846	2,085
Р-39/1	«	18,484	15,619	38,515	0,845	2,084
Р-43/1	«	18,628	15,614	38,629	0,838	2,073
2. Сан-Юряхская поперечная зона						
Рудопроявление Дялчан. Сульфидно-хлоритовый тип						
П-3/1	Сульфидно-карбонатная	18,474	15,632	38,543	0,846	2,086
III. Южно-Верхоянский синклиниорий						
Месторождение Зарница. Галенит-сфалеритовый тип						
ЗР-6А	Сфалерит-галенитовая	18,220	15,557	38,464	0,854	2,111
ЗР-6Б	«	18,228	15,564	38,461	0,854	2,110

синской зоны, относительно древнее — источники руд Депутатского рудного узла и еще более древние — свинец месторождений Укачилкан и Зарница. Связь между относительным возрастом источников свинца и распределением в них параметров μ и ω не наблюдается.

Различие в относительном возрасте источников свинца и параметров их U-Th-Pb систем, вероятно, обуславливают и некоторую дискордантность значений модельных Pb-Pb датировок. Рассчитанные по модели Б.Г.Амова [8] значения ураногенных возрастов T_U в целом выше, чем то-

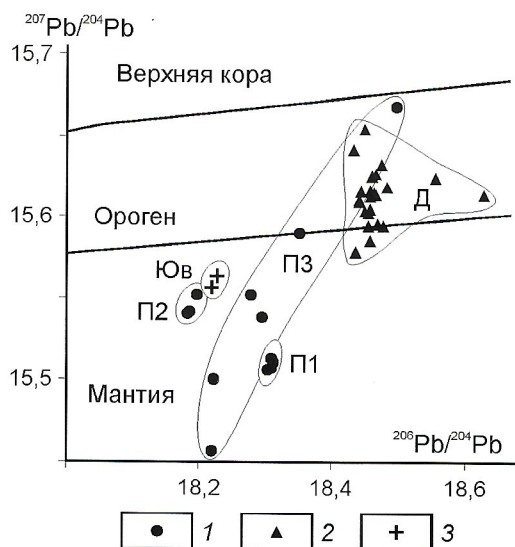


Рис. 1. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ галенитов оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации Восточной Якутии:

месторождения: 1 — Полоусненского синклиниория (П1 — центральная часть Депутатского месторождения, П2 — Булатское и Юбилейное, П3 — Укачилкан); 2 — Дербек-Нельгехинского междуречья (Д); 3 — Южно-Верхоянского синклиниория (Юв — Зарница); линии — эволюция изотопного состава свинца мантийного, орогенного и верхнекорового резервуаров согласно модели плюмботектоника-II [10]

2. Расчетные значения модельных параметров свинца оловорудных месторождений

Образец	Модель							
	Амова			Стейси-Крамера				
	τ_U	τ_{Th}	T	τ_U	τ_{Th}	μ	ω	Th/U
I. Полоусненский синклинорий								
<i>Месторождение Депутатское (центральная штокверковая часть). Сульфидно-турмалиновый тип</i>								
СД-873	302	150	2865	48	233	9,324	35,127	3,767
СД-888	303	152	2850	36	247	9,299	34,892	3,750
С-1092	307	142	2857	40	232	9,311	35,067	3,766
<i>Рудопроявление Булатское (периферия Депутатского рудного узла). Галенит-сфалеритовый тип</i>								
СБ-10266	347	152	2729	-10	341	9,100	33,638	3,697
СБ-10276	307	156	2847	39	254	9,296	34,853	3,749
СБ-10316	312	32	2929	115	56	9,435	37,392	3,963
СБ-10366	183	202	3216	236	38	9,956	38,770	3,894
<i>Рудопроявление Юбилейное (периферия Депутатского рудного узла). Галенит-сфалеритовый тип</i>								
СЮ-1047а	324	230	2967	160	245	9,501	36,033	3,793
СЮ-1048б	352	188	2846	88	287	9,286	34,979	3,766
Ю-102а	280	190	3049	186	141	9,65	37,273	3,862
<i>Месторождение Укачилканское. Арсенипирит-пирротиновый тип</i>								
УК-245а	2956	142	2956	210	153	9,479	37,392	3,945
УК-246а	2952	380	143	208	157	9,469	37,331	3,942
УК-269у	2979	372	138	222	132	9,519	37,716	3,962
II. Адычанский антиклинорий								
I. Дербек-Нельгесинская зона								
<i>Месторождение Алыс-Хая. Сульфидно-турмалиновый тип</i>								
Ла-302/4	208	168	3094	152	87	9,733	37,458	3,848
Ла-306/6	208	171	3091	149	92	9,727	37,383	3,843
<i>Рудопроявление Находка. Галенит-сфалеритовый тип</i>								
Г-486	213	181	3090	154	103	9,726	37,323	3,837
<i>Рудопроявление Некучан. Сульфидно-хлоритовый тип</i>								
И-15/1	214	162	3044	113	116	9,642	36,809	3,817
И-1	212	178	3070	135	114	9,691	37,037	3,822
<i>Рудопроявление Извилистое. Сульфидно-хлоритовый тип</i>								
ЛИ-424А	226	208	3163	232	80	9,857	38,312	3,887
<i>Рудопроявление Хоспахтох. Золото-редкометально-кварцевый тип</i>								
М-123	149	135	3105	103	44	9,755	37,395	3,833
М-123-8	214	164	3066	133	102	9,683	37,132	3,835
М-133	218	140	3069	140	73	9,688	37,472	3,868
<i>Рудопроявление Сордонг. Галенит-сфалеритовый тип</i>								
С-155А	215	203	3189	244	57	9,908	38,662	3,902

Образец	Модель							
	Амова			Стейси-Краммерса				
	τ_U	τ_{Th}	T	τ_U	τ_{Th}	μ	ω	Th/U
<i>Рудопроявление Эганджа. Галенит-сфалеритовый тип</i>								
Э-168	209	179	3120	177	79	9,781	37,774	3,862
Э-170	220	155	3099	169	69	9,742	37,795	3,880
Э-170А	222	144	3082	156	68	9,711	37,673	3,879
Э-173Б	222	146	3087	160	67	9,719	37,728	3,882
Э-186А	212	135	3100	161	47	9,743	37,924	3,893
Э-188	227	110	3010	96	85	9,582	36,946	3,856
Д-73	213	106	3022	92	71	9,604	37,036	3,856
Д-74	202	82	3044	99	29	9,642	37,490	3,888
Д-118	206	81	3047	107	25	9,649	37,602	3,897
<i>Рудопроявление Секет. Галенит-сфалеритовый тип</i>								
Р-25/1	3122	175	3122	176	74	9,784	37,811	3,864
Р-39/1	3101	151	3101	145	63	9,744	37,613	3,860
Р-43/1	3070	71	3070	25	1	9,693	37,061	3,824
2. Сан-Юряхская поперечная зона								
<i>Рудопроявление Дялчан. Сульфидно-хлоритовый тип</i>								
П-3/1	200	158	3133	180	48	9,804	38,101	3,8864
III. Южно-Верхоянский синклиниорий								
<i>Месторождение Зарница. Галенит-сфалеритовый тип</i>								
ЗР-6А	358	106	2988	215	91	9,535	38,0357	3,989
ЗР-6Б	354	119	3004	224	93	9,564	38,110	3,985

рогенных T_{Th} . Наиболее древние значения T_U в среднем характерны для месторождений Укачилкан (377 ± 4 млн.лет) и Зарница (356 ± 3 млн.лет), промежуточные — Депутатского рудного узла (287 ± 72 — 319 ± 36 млн.лет) и наиболее молодые фиксируются для руд Дербек-Нельгесинской зоны (205 ± 26 млн.лет). Средние значения T_{Th} (модель Б.Г.Амова), исключая галениты Юбилейного (203 ± 24 млн.лет), достаточно близки (112 ± 9 — 164 ± 64 млн.лет). По модели Стейси-Краммерса [9] Pb-Pb датировки можно условно разделить на две группы: 1) $T_U > T_{Th}$ — месторождения Зарница, Укачилкан и рудопроявления Дербек-Нельгесинской зоны; 2) $T_U < T_{Th}$ — месторождения Депутатского рудного узла. Наибольшие средние значения T_U фиксируются для галенитов месторождений Укачилкана и Зарница (213 ± 8 и 220 ± 6 млн.лет), а наименьшие — для Депутатского (41 ± 6 млн.лет). Максимальные значения T_{Th} отмечаются для галенитов месторождений Депутатского и Юбилейного (237 ± 8 и 224 ± 75 млн.лет), а минимальные — для Зарницы (92 ± 1 млн.лет) и Дербек-Нельгесинской зоны (69 ± 28 млн.лет). Отличие изотопного состава свинца галенитов и модельных параметров для одина-

ковых минеральных типов касситерит-силикатно-сульфидной формации из различных месторождений Восточной Якутии, имеющих близкий возраст образования, показывает, что они определяются не условиями формирования минеральных ассоциаций или месторождений, а провинциальными особенностями источников свинца в рудах.

Изотопный состав стронция карбонатов. Изотопный состав Sr, а также содержания Rb и Sr изучены в карбонатах различных минеральных типов и ассоциации оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации Восточной Якутии (табл. 3). Кальциты и сидериты различаются по содержанию Rb и Sr. В кальцитах несколько выше содержание рубидия и значительно больше концентрация стронция. В кальцитах из руд Дербек-Нельгесинской зоны среднее содержание $^{87}Rb=0,1363 \pm 0,1015$ и $^{86}Sr=273,405 \pm 137,501$ мкг/г, а в сидеритах — $0,0561 \pm 0,0308$ и $1,210 \pm 0,853$ мкг/г, соответственно. В кальцитах месторождения Эге-Хая содержится $^{87}Rb=0,146 \pm 0,090$ и $^{86}Sr=92,145 \pm 85,033$ мкг/г, в то время как в сидеритах — $0,0253 \pm 0,0016$ и $3,997 \pm 5,441$ мкг/г. Карбонаты разных минеральных ассоциаций и типов олово-

рудных проявлений и из различных структур имеют определенную специфику Rb-Sr системы. В кальцитах руд Дербек-Нельгесинской зоны Sr (56,36—419,40 мкг/г) больше, чем в кальцитах месторождений хр. Полоусный и Эге-Хая (26,49—95,79 мкг/г). Отмечаются некоторые тенденции, требующие дальнейшей проработки на более детальном и представительном материале. Так, для кальцитов более ранней полисульфидно-карбонатной ассоциации руд турмалинового типа Дербек-Нельгесинской зоны характерны более низкие содержания Rb и Sr, чем для кальцитов из поздней карбонатной ассоциации этого же типа. В то же время, для кальцитов карбонатной ассоциации разных ми-

неральных типов касситерит-силикатно-сульфидной формации этого района намечается увеличение средних содержаний Rb от 0,074 до 0,231 мкг/г и понижение средних концентраций Sr от 348,34 до 273,98 мкг/г в последовательности минеральных типов: турмалиновый—хлоритовый—галенит-сфалеритовый.

В кальцитах этой ассоциации аналогично происходит и повышение средних значений первичного изотопного отношения стронция $I_0=0,7087-0,7089-0,7094$. Карбонаты оловорудных проявлений Дербек-Нельгесинского междуречья характеризуются относительно более низкими значениями $I_0=0,7084-0,7102$. Различные карбонаты месторождения Эге-Хая имеют I_0 0,7093—0,7105, Укачилканского 0,7094—0,7099, Дыхтардахского 0,7099—0,7109, а Депутатского 0,7089—0,7144. При этом разные карбонаты по данному параметру отличаются не очень явно, хотя в целом в пределах конкретных районов и месторождений кальциты имеют более низкие значения первичного изотопного отношения стронция. В частности, изотопный состав стронция кальцитов полисульфидно-карбонатной ассоциации сульфидного типа оловорудных проявлений Дербек-Нельгесинской зоны в среднем равен $0,7086 \pm 4$ ($n=3$), а сидеритов — $0,7092 \pm 7$ ($n=4$). В этом же районе для кальцитов из пирит-карбонатной ассоциации руд сульфидно-хлоритового типа характерно среднее значение первичного отношения Sr $0,7086 \pm 2$ ($n=3$), а для сидеритов — $0,7092 \pm 5$ ($n=3$). Аналогичная зависимость наблюдается и для карбонатов полисульфидно-карбонатной ассоциации руд сульфидно-хлоритового типа месторождения Эге-Хая — кальциты $0,7100 \pm 5$ ($n=5$), сидериты $0,7103 \pm 3$ ($n=3$) и галенит-сфалеритового типа — кальциты $0,7099$, сидериты $0,7110 \pm 20$ ($n=5$). Кальциты из руд сульфидно-турмалинового, сульфидно-хлоритового и галенит-сфалеритового типов характеризуются в среднем несколько различными изотопными отношениями стронция. Они, соответственно, равны $0,7087 \pm 4$ ($n=10$), $0,7088 \pm 4$ ($n=9$) и $0,7094 \pm 8$ ($n=3$). Относительно низкое значение $I_0=0,7084$ в этом районе отмечается в кальците золото-редкометалльного проявления Хоспохтох и шеелитах из золото-редкометалльных руд проявлений Галечное и Роговиковое — $0,7084 \pm 2$, $n=4$.

Источники вещества в оловорудном процессе. Полученные результаты показывают, что минералы одинаковых минеральных типов и ассоциаций из месторождений, расположенных в различных регионах Восточной Якутии, характеризуются различным изотопным составом элементов. Поскольку однотипные минеральные ассоциации и минеральные типы касситерит-силикатно-сульфидной формации формируются примерно в одинаковых условиях, то, вероятно, эти различия в первую очередь обусловлены провинциальными особенностями источника вещества в рудном процессе. Идентифицировать источник вещества можно по изотопии Pb и Sr в минералах. Для определения источника свинца широко применяется модель плюмботектоники [10], описывающая полный геохимический цикл эволюции свинца главных земных резервуаров — мантия, верхняя и нижняя кора — и динамическое взаимодействие между коровым и мантийным веществом во времени. Смещение материалов таких резервуаров происходит в некоторой области Земли — орогене. Линии эволюции изотопного состава свинца для мантии, орогена, верхней и нижней коры по [10] приведены на рис. 1. Динамическая модель Б.Г.Амова [8], использующая двухпараметрические функции, выражаю-

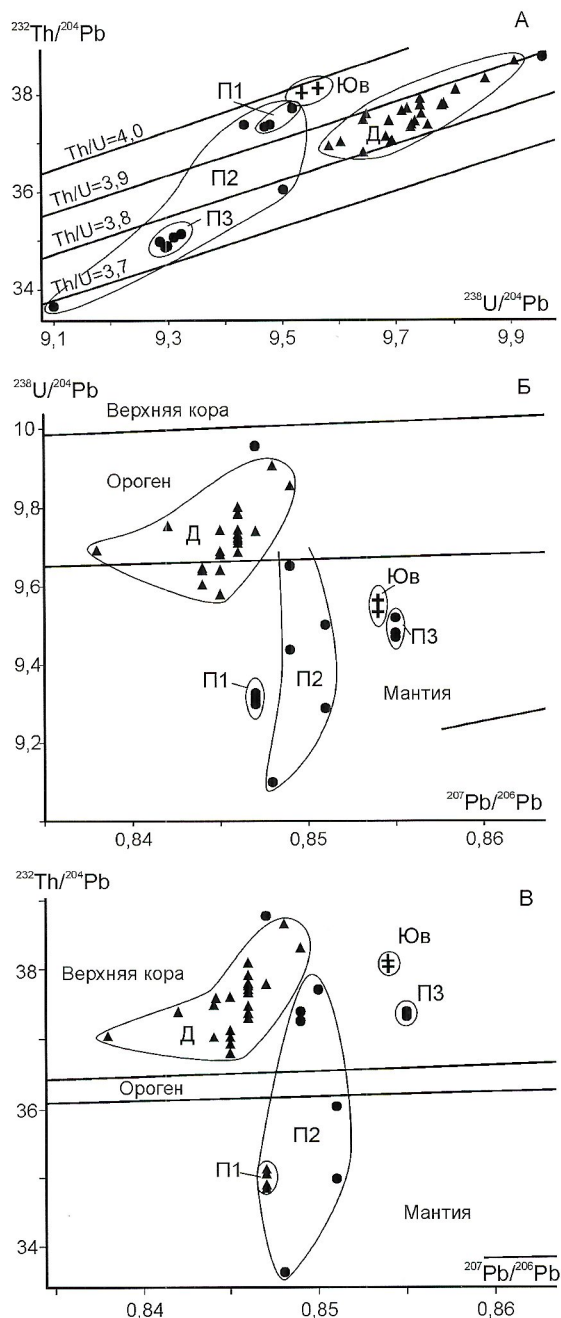


Рис. 2. Соотношения $\omega = {}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}$ и $\mu = {}^{338}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (А), μ и ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ (Б), ω и ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ (В) в источниках свинца месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации Восточной Якутии:

см. усл. обозн. к рис. 1

3. Изотопный состав стронция карбонатов оловорудных месторождения Якутии

Образец	Минеральная ассоциация	Минерал	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	R ₁₀₀
I. Полоусненский синклиниорий							
Месторождение Дыхтардах. Сульфидно-турмалиновый тип							
ДЗ3-122	Пирит-карбонатная	Кальцит	0,3060	62,556	0,0048	0,7099	0,7099
ДХ-152						0,7099	0,7099
ДХ-131г	Полисульфидно-карбонатная		0,0465	44,156	0,0010	0,7109	0,7109
Месторождение Укачилкан. Арсенопирит-пирротиновый тип							
УК-90	Карбонатная	Кальцит				0,7094	0,7094
УК-244г						0,7099	0,7099
Месторождение Депутатское (центральная часть). Сульфидно-турмалиновый тип							
СД-888	Полисульфидно-карбонатная	Сидерит	0,0330	5,098	0,0064	0,7109	0,7109
СД-1088	Сульфидно-карбонатная		0,0979	0,2978	0,3305	0,7149	0,7144
СД-1088	Карбонатная	Кальцит	0,0817	26,490	0,0030	0,7102	0,7102
СД-1089	Сульфидно-карбонатная	Сидерит	0,1642	0,2169	0,7484	0,7100	0,7089
СД-1092			0,0397	0,1110	0,3535	0,7108	0,7103
СД-1094			0,0429	0,0327	1,2068	0,7121	0,7104
II. Адычанский антиклинорий							
1. Дербек-Нельгесинская поперечная зона							
Месторождение Илинтасс							
Жила Весна. Сульфидно-турмалиновый тип							
И-501/6	Карбонатная	Кальцит				0,7084	0,7084
И-503/9						0,7085	0,7085
И-504/3						0,7087	0,7087
Жила Шарада. Сульфидно-турмалиновый тип							
И-506/4а	Карбонатная	Кальцит	0,0743	348,339	0,0002	0,7091	0,7091
И-506/4а		Доломит					0,7087
И-8	Полисульфидно-карбонатная	Сидерит	0,0688	1,5946	0,0426	0,7103	0,7102
Жила Спорт. Сульфидно-турмалиновый тип							
И-507/8	Карбонатная	Кальцит				0,7084	0,7084
Жила Нагорная. Сульфидно-турмалиновый тип							
И-3/14а	Полисульфидно-карбонатная	Кальцит	0,0077	19,955	0,00004	0,7090	0,7090
И-3/14б		Сидерит	0,0189	1,478	0,0131	0,7092	0,7092
И-26/10			0,0361	2,662	0,0134	0,7088	0,7088
И-4/5а	Карбонатная	Кальцит				0,7094	0,7094
И-536в						0,7085	0,7085
Рудопоявление Угольное (периферия месторождения Илинтасс). Сульфидно-хлоритовый тип							
И-508/2а	Пирит-карбонатная	Кальцит				0,7087	0,7087
У-102						0,7087	0,7087
И-511/3а						0,7084	0,7084
И-511/3б		Сидерит	0,0974	0,415	0,2319	0,7089	0,7086

Образец	Минеральная ассоциация	Минерал	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	R ₁₀₀
Рудопроявление Некучан. Сульфидно-хлоритовый тип							
И-12/3	Пирит-карбонатная	Сидерит	0,0537	1,148	0,0358	0,7095	0,7094
Тл-130			0,0904	0,2289	0,3904	0,7102	0,7096
Месторождение Алыс-Хая. Сульфидно-турмалиновый тип							
А-650г	Полисульфидно-карбонатная	Сидерит				0,7086	0,7084
А-655		Кальцит				0,7084	0,7084
Месторождение Алыс-Хая . Сульфидно-хлоритовый тип							
Г-494	Карбонатная	Кальцит	0,203	419,399	0,0005	0,7092	0,7092
Рудопроявление Забытое. Сульфидно-хлоритовый тип							
СЗ-640г	карбонатная	Кальцит				0,7084	0,7084
Рудопроявление Галечное. Золото редкометалльный тип							
СГ-509	Золото-висмут-шеелит-кварцевая	Шеелит				0,7085	0,7085
СГ-529			2,0492	6,110	0,3315	0,7089	0,7084
СГ-566г						0,7081	0,7081
Рудопроявление Роговиковое. Золото-редкометалльный тип							
Сг-558г	Золото-висмут-шеелит-кварцевая	Шеелит	0,1119	16,049	0,0069	0,7087	0,7087
Рудопроявление Геофизическое. Сульфидно-хлоритовый тип							
Р-12/1	Карбонатная	Кальцит	0,2439	56,357	0,0043	0,7092	0,7092
Рудопроявление Хоспохтох. Золото-редкометалльный тип							
М-123	Золото-висмут-шеелит-кварцевая	Кальцит				0,7084	0,7084
М-123		Сидерит	0,0271	0,6066	0,0442	0,7088	0,7087
Рудопроявление Эгеляхское. Сульфидно-хлоритовый тип							
С-405/1	Карбонатная	Кальцит				0,7089	0,7089
С-499/4			0,0580	372,400	0,0002	0,7094	0,7094
Рудопроявление Эганджа. Галенит-сфалеритовый тип							
М-473	Карбонатная	Кальцит				0,7086	0,7086
Рудопроявление Секет. Галенит-сфалеритовый тип							
Р-45/4	Карбонатная	Кальцит				0,7096	0,7096
Р-38/4			0,2311	273,979	0,0008	0,7101	0,7101
Сан-Юряхское. Галенит-сфалеритовый тип							
Э-466	Карбонатная	Кальцит				0,7084	0,7084

2. Яно-Борулахская зона

Месторождение Эге-Хая. Сульфидно-хлоритовый тип

Э-56а	Полисульфидно-карбонатная	Кальцит				0,7093	0,7093
Э-89			0,0865	211,132	0,0004	0,7098	0,7098
Э-1001б		Сидерородохрозит	0,0242	7,8438	0,003	0,7105	0,7105
Э-1003в		Кальцит	0,2790	31,699	0,0087	0,7103	0,7103
Э-1010			0,1016	29,906	0,0034	0,7105	0,7105
Э-1018а			0,1169	95,788	0,0012	0,7101	0,7101
Э-1019г		Манганосидерит	0,0264	0,1498	0,1742	0,7102	0,7100
Э-1042						0,7103	0,7103

Примечание. R₁₀₀ — первичное изотопное отношение стронция на время формирования месторождений (~100 млн.лет).

4. Величины модельных параметров земных резервуаров моделей Амова и Стейси-Краммерса, откалиброванных по модели Плюмботектоника-II (2,4—0 млрд.лет)

Резервуар	Амов		Стейси-Краммерс			
	T , млн.лет	$\delta\tau_A$	μ	ω	Th/U	$\delta\tau_C$
Мантия	2894—2728	1,018—1,047	9,20—9,57	33,86—35,80	3,68—3,77	0,912—0,930
Ороген	3030—3122	0,991—1,020	9,63—9,94	36,09—37,56	3,74—3,78	0,978—1,020
Кора:						
верхняя	3196—3334	0,939—0,994	9,92—10,56	36,09—38,87	3,64—3,38	0,977—1,057
нижняя	2678—1862	1,236—1,271	8,97—8,18	41,07—40,57	4,58—4,98	1,126—1,105

Примечание. $\delta\tau_A=(4570-\tau_{Th})/(4570-\tau_U)$; $\delta\tau_C=(3700-\tau_{Th})/(3700-\tau_U)$.

щие скорость изменения μ и ω в течение геологического времени, позволяет рассчитать ряд модельных параметров, несущих информацию об источнике свинца. Величина модельного параметра T для верхней коры в среднем равна 3,35 млрд.лет, орогена — 3,1 млрд.лет, мантии и молодой коры — 2,7 млрд.лет. Дискордантность модельных урано- и торогенных возрастов объясняется различным поведением U и Th в геохимических процессах. В случае, когда $T_U > T_{Th}$, значения последнего соответствуют времени формирования руды. Однако в любой модели величины модельных датировок, даже в случае совпадения их с реальным возрастом, являются некоторыми генетическими характеристиками, позволяющими интерпретировать Pb-изотопные данные. Л.И.Шилов [7] использует соотношение торо- и ураногенного возрастов как индикатор источника свинца месторождений: мантийный $T_{Th} > T_U$, полигенный $T_{Th} \geq T_U$, экзогенный $T_{Th} < T_U$. Показателями источника свинца могут быть и значения μ , ω и Th/U, рассчитанные по модели Стейси-Краммерса.

Для интерпретации данных использованы все названные модели эволюции свинца. За базовую принята модель Плюмботектоника-II, относительно которой были откалиброваны модельные параметры моделей Амова и Стейси-Краммерса (табл. 4). Соотношение торо- и ураногенного возрастов как индикатор источника свинца были переведены на количественную основу и откалиброваны относительно параметров различных резервуаров модели Плюмботектоника-II. Оценка различных источников свинца по этому соотношению возрастов в параметрах модели плюмботектоника в целом отвечает таковой в модели А.И.Шилова [7], но лучше описывает относительно молодой свинец (табл. 5).

Мы уже говорили, что различие изотопного состава свинца изученных проявлений олова определяется провинциальными особенностями их рудогенерирующих источников и возможно их возрастом. Многообразие этих источников хорошо иллюстрируют рисунки 1, 2, Б, В. На диаграмме ураногенных изотопов свинца (см. рис. 1) поле галенитов Дербек-Нельгесинской зоны в основном лежит на кривой эволюции свинца орогена, а более древний свинец месторождений Зырянка и Укачилкан группируется между кривыми орогена и мантии. В тоже время значения Депутатского рудного поля протягиваются от мантийной до верхнекоревой кривой развития свинца. Такие вытянутые вдоль наклонных линий изотопные контуры с относительно близкими по модели Стейси-Краммерса ураногенными модельными возрастами являются признаками однотипности источника, общности происхождения свинца и

свидетельствуют о многоактном развитии свинца в регионе с участием в рудогенерирующем субстрате свинца разнообразных источников. Такой субстрат формируется сначала при единовременном поступлении в него свинца из первичного, предположительно мантийного, источника и до момента рудообразования он проходит сложную многостадийную эволюцию с вовлечением его в коровые процессы [2]. Реальная картина формирования любых рудогенерирующих субстратов, вероятно, более сложная. Например, при различных геологических процессах в субстрат неоднократно и в разное время мог поступать материал из различных резервуаров Земли, смешение которых создавали в нем изотопно-геохимические неоднородности. На пути к месту отложения руд растворы и флюиды также могли заимствовать вещество из различных пород, усложняя их изотопно-геохимическую специфику. Поэтому идентификация источника свинца может быть неоднозначной. Так, по величине μ источники руд Дербек-Нельгесинской зоны по составу свинца были промежуточными между орогеном и верхней корой (см. рис. 2, Б), а по величине ω — между верхней и нижней корой (см. рис. 2, В). Источники свинца месторождений Укачилкан и Зарница имеют значения μ между таковыми в мантии и орогене, а по величине ω занимают промежуточное положение между верхней и нижней корой. Для руд Депутатского узла фиксируется полный набор значений μ от мантийных до орогенных, а по ω — от мантийных через орогенные и верхнекоровые в направлении нижнекоровых. Краткая характеристика возможных источников свинца в оловорудных месторождениях региона приведена в табл. 6.

Свинец месторождений Дербек-Нельгесинской зоны — аномальный или скрытоаномальный J-типа, поскольку их T_U меньше или близок времени формирования руд. Исключение составляет галенит проявления Сордонг со свинцом В-типа, где значение T_U превышает возраст вмещающих пород и время формирования руд и по моделям Б.Г.Амова и Стейси-Краммерса имеет верхнекоровый источник. Для других месторождений данного региона вероятным источником свинца был древний ороген. По модели Л.И.Шилова [7], свинец из руд этого региона имеет экзогенную природу. Изотопный состав стронция рудных карбонатов ($Sr\ 0,7084—0,7102$) близок к стронцию в гранитоидах региона ($Sr\ 0,7035—0,7101$) и во вмещающих их терригенных породах триаса ($Sr\ 0,7032—0,7127$) [4] и не дает однозначной информации об источнике стронция в рудах. Однако относительно высокие изотопные отношения его в сидеритах с

5. Соотношение торо- и ураногенных возрастов для различных резервуаров Земли, откалиброванных в параметрах модели Пломботектоника-II

Модель							
Амова				Стейси-Краммерса			
Возраст, млрд.лет	Соотношение модельных дат	$\tau_U - \tau_{Th}$	$\delta\tau_A$	Возраст, млрд.лет	Соотношение модельных дат	$\tau_U - \tau_{Th}$	$\delta\tau_C$
<i>Мантия</i>							
0—0,4	$\tau_{Th} < \tau_U$	114÷81	1,021—1,028	0—2,0	$\tau_{Th} >> \tau_U$	–136÷–308	0,912—0,932
0,82,0	$\tau_{Th} < \tau_U$	56÷76	1,018—1,030	2,0—2,4	$\tau_{Th} >> \tau_U$	–35÷–95	0,71—1,025
2,4—3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	102÷143	1,04—1,084	2,8—3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	20÷95	1,025—1,262
<i>Ороген</i>							
0—1,6	$\tau_{Th} > \tau_U$	–6÷–31	0,999—0,991	0—2,0	$\tau_{Th} > \tau_U$	–7÷–87	0,978—0,992
2,0—2,4	$\tau_{Th} < \tau_U$	10÷45	1,04—1,02	2,4—3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	35÷94	1,04—1,252
2,8—3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	108÷128	1,068—1,072				
<i>Верхняя кора</i>							
0—0,8	$\tau_{Th} >> \tau_U$	–245÷–308	0,937—0,939	0—0,8	$\tau_{Th} > \tau_U$	–93÷–17	0,977—0,995
1,2—2,0	$\tau_{Th} >> \tau_U$	–164÷–114	0,945—0,958	1,2—2,4	$\tau_{Th} < \tau_U$	6÷76	1,002—1,057
2,4—2,8	$\tau_{Th} > \tau_U$	–64÷–11	0,972—0,994	2,8—3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	104÷154	1,12—1,407
3,2	$\tau_{Th} < \tau_U$	79	1,051				
<i>Нижняя кора</i>							
0—2,4	$\tau_{Th} << \tau_U$	571÷913	1,236—1,276	0—1,6	$\tau_{Th} << \tau_U$	205÷417	1,126—1,111
				2,0—2,8	$\tau_{Th} < \tau_U$	157÷71	1,105—1,093

низкими содержаниями элемента и относительно менее радио-генный состав в кальцитах с высокими содержаниями стронция предполагает, что в процессе формирования руд произошло частичное экстрагирование стронция из осадочных пород гидротермальными растворами. Изотопный состав стронция жильных карбонатов, терригенных пород и гранитоидов в целом промежуточный между характерным для нижней коры (Sr 0,7057) и проксимальной зоны орогена (Sr 0,7102) [11], что согласуется с данными по изотопии свинца рудного галенита и подразумевает возможную парагенетическую общность источника рудно-магматической системы региона. На месторождение Эге-Хая изотопный состав стронция жильного карбоната (Sr 0,7093—0,7105) указывает, что его источником в рудах могло быть вещество проксимальной части орогена.

Месторождения Полоусненского синклиниория характеризуются большим разнообразием источников свинца (см. табл. 6) и особенно Депутатского рудного узла. Все изученные галениты Депутатского месторождения содержат аномальный свинец J-типа и для руд центральной части узла источником его по всем моделям является мантийный материал. Галениты месторождения Юбилейное имеют как мантийные, так и орогенные, а по модели А.И.Шилова — мантийные и полигенные источники металла. Для месторождения Булат фиксируются еще более разнообразные

источники — верхнекоровый (экзогенный), орогенный (полигенный) и мантийный.

Изотопный состав стронция карбонатов (Sr 0,7089—0,7109) центральной части Депутатского узла соответствует проксимальной части орогена и, вероятно, имеет иной источник, чем свинец. Первичные изотопные отношения стронция для гранитоидов Депутатского массива (Sr 0,7068—0,7094) в среднем ниже, чем у карбонатов. Вероятно, стронций жильного карбоната здесь представляет собой результат смешения материалов из разных источников.

На месторождении Укачилкан в основном развит свинец В-типа экзогенной природы из орогенного источника, что согласуется и с параметрами изотопной системы стронция кальцитов (0,7094—0,7099). Изотопный состав Sr (0,7099—0,7109) в жильных карбонатах Дзыхтардахского рудопроявления позволяет предполагать, что источником элемента могла быть проксимальная часть орогена.

В рудах месторождения Зарница установлен свинец В-типа экзогенной природы из орогенного источника. Для источников руд месторождений Укачилкан и Зарница характерны повышенные значения Th/U и пониженные величины μ , что подразумевает усиление здесь в рудоформирующем субстрате роли материала нижней коры.

Несмотря на провинциальную специфику источников свинца большинство оловорудных месторождений, отно-

6. Типы источников свинца оловорудных месторождений Якутии

Образец	Модель Амова			Модель Стейси-Крамерса				Тип источника
	Соотношение возрастов	T	$\delta\tau_A$	Соотношение возрастов	μ	ω	$\delta\tau_C$	
Дербек-Нельгесинская поперечная зона Месторождение Алыс-Хая								
Ла-302/4	$T_U>T_{Th}(40)$	3094	1,009	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (65)$	9,73	37,46	1,018	Ороген
Ла-306/6	$T_U>T_{Th}(37)$	3091	1,008	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (57)$	9,73	37,38	1,016	
Рудопроявление Находка								
Г-486	$T_U>T_{Th}(32)$	3090	1,007	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (65)$	9,73	37,32	1,014	Ороген
Рудопроявление Некучан								
И-15/1	$T_U>T_{Th}(52)$	3044	1,012	$T_n>T_v\approx T_{Th}>T_U(-3)$	9,64	36,81	0,999	Ороген
И-1	$T_U>T_{Th}(34)$	3070	1,008	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (21)$	9,69	37,04	1,006	
Рудопроявление Извилистое								
Ли-424а	$T_U>T_{Th}(18)$	3163	1,004	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (152)$	9,86	38,31	1,044	Ороген
Рудопроявление Хоспохтох								
М-123	$T_U>T_{Th}(14)$	3106	1,003	$T_n>T_v>T_U>T_{Th}(59)$	9,76	37,40	1,016	Ороген
М-123-8	$T_U>T_{Th}(50)$	3066	1,012	$T_n>T_U>T_v>T_{Th} (31)$	9,68	37,13	1,009	
М-133	$T_U>T_{Th}(78)$	3070	1,018	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(67)$	9,69	37,47	1,019	
Рудопроявление Сордонг								
С-155а	$T_U>T_{Th}(12)$	3189	1,003	$T_U>T_n>T_v>T_{Th} (187)$	9,91	38,86	1,054	Верхняя кора
Рудопроявление Эганджа								
Э-168	$T_U>T_{Th}(30)$	3120	1,007	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(98)$	9,78	37,77	1,028	Ороген
Э-170	$T_U>T_{Th}(65)$	3099	1,015	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(100)$	9,74	37,80	1,028	
Э-170а	$T_U>T_{Th}(78)$	3082	1,018	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(68)$	9,71	37,67	1,025	
Э-173б	$T_U>T_{Th}(76)$	3087	1,018	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(93)$	9,72	37,73	1,026	
Э-186а	$T_{Th}>T_U(77)$	3100	1,018	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(114)$	9,74	37,92	1,032	
Э-188	$T_U>T_{Th}(117)$	3010	1,027	$T_n>T_v\approx T_U>T_{Th}(11)$	9,58	36,95	1,003	
Д-73	$T_{Th}>T_U(107)$	3022	1,025	$T_n>T_v\approx T_U>T_{Th}(21)$	9,60	37,04	1,006	
Д-74	$T_U>T_{Th}(140)$	3044	1,032	$T_n>T_v\approx T_U>T_{Th}(70)$	9,64	37,49	1,019	
Д-118	$T_{Th}>T_U(125)$	3047	1,029	$T_n>T_v\approx T_U>T_{Th}(82)$	9,65	37,60	1,023	
П-3/1	$T_U>T_{Th}(42)$	3133	1,010	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(132)$	9,80	38,10	1,038	
Рудопроявление Секет								
Р-25/1	$T_U>T_{Th}(31)$	3123	1,007	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(102)$	9,78	37,81	1,029	Ороген
Р-39/1	$T_U>T_{Th}(45)$	3100	1,010	$T_n>T_U>T_v>T_{Th}(82)$	9,74	37,61	1,023	
Р-43/1	$T_U>T_{Th}(35)$	3069	1,008	$T_n>T_v>T_U>T_{Th}(24)$	9,69	37,86	1,006	
Полуусненский синклиниорий Депутатское месторождение (центральная часть)								
Сд-873	$T_U>T_{Th}(152)$	2865	1,036	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-185)$	9,32	35,13	0,949	Мантия

Образец	Модель Амова			Модель Стейси-Крамера				Тип источника
	Соотношение возрастов	T	$\delta\tau_A$	Соотношение возрастов	μ	ω	$\delta\tau_C$	
Сд-888	$T_U>T_{Th}(151)$	2850	1,035	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-211)$	9,30	34,89	0,942	Мантия
С-1092	$T_U>T_{Th}(159)$	2857	1,037	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-192)$	9,31	35,07	0,948	
Месторождение Юбилейное								
Сю-1047а	$T_U>T_{Th}(94)$	2966	1,022	$T_{Th}>T_n>T_U>T_v(-85)$	9,50	36,03	0,976	Ороген
Сю-1048б	$T_{Th}>T_U(164)$	2845	1,039	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-199)$	9,29	34,98	0,945	Мантия
Ю-102а	$T_U>T_{Th}(70)$	3049	1,021	$T_n\approx T_U>T_v>T_{Th}(45)$	9,65	37,27	1,013	Ороген
Рудопроявление Булат								
Сб-1026б	$T_U>T_{Th}(195)$	2730	1,046	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-351)$	9,10	33,64	0,905	Мантия
Сб-1027б	$T_U>T_{Th}(151)$	2847	1,035	$T_{Th}>T_n>T_v>T_U(-215)$	9,30	34,85	0,941	
Сб-1031б	$T_U>T_{Th}(280)$	2929	1,066	$T_n>T_v\approx T_U>T_{Th}(59)$	9,44	37,39	1,016	Ороген
Сб-1036б	$T_{Th}>T_U(-19)$	3216	0,996	$T_U>T_n>T_v>T_{Th}(198)$	9,96	38,77	1,046	Верхняя кора
Месторождение Укачилкан								
Ук-245а	$T_U>T_{Th}(236)$	2956	1,056	$T_U>T_n>T_{Th}>T_v(57)$	9,48	37,39	1,016	Ороген(?)
Ук-246а	$T_U>T_{Th}(237)$	2951	1,057	$T_U>T_n>T_{Th}>T_v(51)$	9,47	37,33	1,015	
Ук-269у	$T_U>T_{Th}(234)$	2979	1,056	$T_U>T_n>T_{Th}>T_v(90)$	9,52	37,72	1,026	
Месторождение Зарница								
ЗР-6а	$T_U>T_{Th}(252)$	2988	1,060	$T_U>T_n>T_v\approx T_{Th}(124)$	9,54	38,04	1,036	Ороген(?)
ЗР-6б	$T_U>T_{Th}(231)$	3004	1,056	$T_U>T_n>T_v\approx T_{Th}(131)$	9,56	38,11	1,038	Ороген(?)

Примечание. T_U , T_{Th} , T_n и T_v модельные торо- и ураногенный возрасты, геологический возраст вмещающих пород и оруденения, соответственно.

сящихся к различным структурам, формируются из одноклассовых резервуаров. Это предполагает, что имеющиеся различия в изотопном составе свинца рудоформирующих субстратов связаны с временем их заложения, характером и пропорциями поступившего в них вещества различных резервуаров и, наконец, со спецификой геологической эволюции геоблоков земной коры в каждом конкретном случае. Параметры всех идентифицированных источников свинца (ороген, верхняя кора, мантия) в рудах касситерит-силикатно-сульфидной формации Якутии в большей степени согласуются не с современными значениями земных резервуаров, а с древними протерозойскими этапами их эволюции (2—2,6 млрд. лет) и подразумевают, что начало формирования рудоформирующих субстратов приходится именно на этот период времени. На момент рудообразования данные Pb-Pb системы субстратов уже были модифицированы в контексте специфики той геологической истории, что имела место в каждом конкретном геоблоке территории Восточной Якутии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браун Дж.С. Рудные свинцы и изотопы // Изотопы свинца в рудных месторождениях. — М.: Атомиздат, 1969. С. 124—174.
2. Изотопы свинца и вопросы рудогенеза // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 242. — Л.: Недра, 1988.
3. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1979.
4. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.
5. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1971.
6. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.
7. Шилов Л.И. Об источнике свинца в стратиформном рудообразовании (по изотопным данным) // Стратиформные рудные месторождения. — М.: Наука, 1987.
8. Amov B.G. Evolution of uranogenic and thorogenic lead. 1. A dynamic model of continuous isotopic evolution // EPSL. 1983. Vol. 65. № 1. P. 61—74.
9. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // EPSL. 1975. Vol. 26. P. 207—221.
10. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 135—162.
11. Zartman R.E., Heines S. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs — a case for bi-directional transport // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52. P. 1327—1339.

Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля

Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Г.С.АНИСИМОВА, А.И.ХОЛМОГОРОВ

Задержнинское золоторудное поле — один из перспективных объектов Аллах-Юньской металлогенической зоны — расположено между Булар-Оночолохским и Юрско-Бриндакским рудными узлами на западном крыле Южно-Верхоянского синклиниория Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1). Поле объединяет одноименное месторождение и ряд рудопоявлений, локализованных субдолготно вдоль свода Джайкангинской антиклинали II порядка. На площади Задержнинского золоторудного поля преобладают секущие морфоструктурные типы золоторудных тел в отличие от типичных [3, 4, 6] для месторождений Южного Верхоянья пластовых. Россыпи по р.Задержная и ее левым притокам ручьям Юнг и Ягодный были выявлены в 1934—1936 гг. и к настоящему времени полностью отработаны. Проявления рудного золота обнаружены вслед за россыпями в 1937—1940 гг. В.И.Савиных и затем более детально изучены Ю.П.Ворониным, Ю.А.Чубарем, Г.А.Резвых, В.С.Краснопольским и М.К.Силичевым.

Ось Джайкангинской антиклинали имеет субдолготное (север-северо-восточное) простирание, согласное с генеральным направлением складчатых структур Южно-Верхоянского синклиниория. Присводовая часть антиклинальной складки сложена нижнепермской аргиллит-алевролитовой толщей верхоянского комплекса с маломощными прослоями песчаников. Крылья асимметричной складки выполнены существенно алевропесчаниковыми отложениями пермского возраста, при относительно пологом (20—50°) падении пород ее западного крыла и крутом (60—80°) восточного. Рассматриваемое поле расположено вблизи южного периклинального замыкания присводовой части антиклинали.

Рудовмещающая толща осложнена многочисленными складками более высокого порядка и разбита системой крутопадающих разрывных нарушений. Породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации. Интенсивно развит кливаж двух типов: региональный, связанный с процессами складкообразования, и локальный, приуроченный к зонам разрывных нарушений. Крупные рудоконтролирующие разрывные нарушения Задержнинского золоторудного поля представлены мощными (до 20 м) крутопадающими зонами дробления Задержнинского и Центрального разломов северо-западного простирания, взбросо-сдвигового характера с амплитудой смещений до 300 м [1]. Крутопадающие оперяющие разрывы субширотного простирания. Именно к ним приурочены многочисленные дайковые тела, а также кварцевые жилы и зоны рудоносных тектонитов Юнгского и Спокойного разломов. Поздние нарушения, смещающие с амплитудой до 20 м как дайки, так и рудоносные кварцевые жилы, представлены диагональными разрывами (левые сдвиги).

В результате морфоструктурного анализа и дешифрирования аэрокосмоснимков междуречья Менджель—Джайканга выявлена экспонированная структура центрального типа, состоящая из трех концентров (диаметр 5; 7,5 и 12,5 км), геоморфологически выраженных элементами гидрографической сети, линиями водоразделов, перегибами склонов и седловинами. На аэрофотоснимках внутрен-

няя часть структуры отчетливо выделяется осветленным тоном, который характерен для контактово-метаморфизованных пород. Смещение русла р.Задержная в направлении центробежных сил указывает на относительно большую приподнятость центрального участка кольцевой структуры. В пределах изученной территории выявлены магнитные аномалии, свидетельствующие о скрытом на глубине не более 2 км гранитоидном массиве (Л.Г.Тютюн-

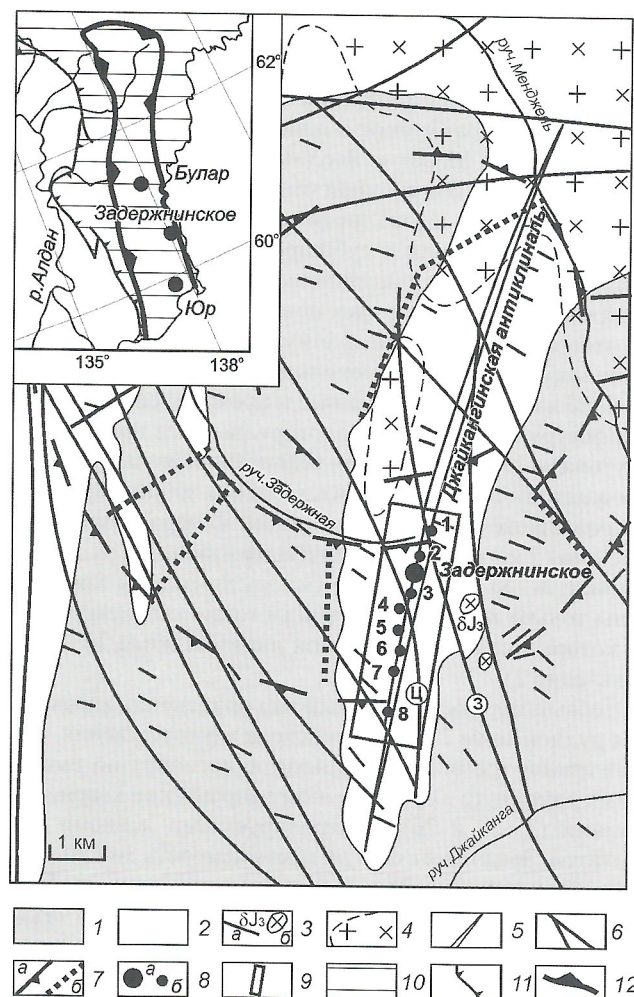


Рис. 1. Схема Задержнинской кольцевой структуры. Составлена с использованием материалов В.С.Краснопольского (1988), Л.Г.Тютюнникова, Н.Г.Рыманенко (1986):

Верхоянский терригенный комплекс, формации: 1 — алевропесчаниковая (P_{1-2}), 2 — аргиллит-алевролитовая (P_1); 3 — дайки (а) и штоки (б) среднего состава; 4 — поля нескрытых массивов гранитоидов, выделенные по геофизическим аномалиям; 5 — ось Джайкангинской антиклинали; 6 — разрывные нарушения (3 — Задержнинский, Ц — Центральный); 7 — элементы Задержнинской кольцевой структуры: а — дуговые, б — линейные; 8 — месторождения (а), рудопоявления (б); 9 — контур Задержнинского рудного поля; на врезке положение Задержнинского рудного поля в Аллах-Юньской металлогенической зоне: 10 — южный сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса; 11 — надвиги; 12 — граница Аллах-Юньской металлогенической зоны

ников, Н.Г.Рыманенко, 1986), а северо-восточнее Задержнинского золоторудного поля расположен один из крупнейших в Южном Верхоянье Уэмяхский гранитоидный массив. Своеобразие структурной позиции данного поля заключается в его приуроченности к южной части кольцевой структуры, полосе радиальных разломов между центральным и внешним концентриками, формирующих секториальный блок в осевой части антиклинали.

В пределах описываемого поля широко развиты мало-мощные (в среднем 3—4 м, очень редко до 15 м) дайки, протяженностью до первых сотен метров, формирующие субширотный (270—300°) пояс и лишь в единичных случаях приуроченные к крутопадающим субмеридиональным нарушениям. Дайки сложены диоритами, кersантитам, микродиоритами, диоритовыми порфиритами и спессартитами, наиболее распространенными, что сближает Задержнинское рудное поле с Наталкинским золоторудным месторождением [2]. Спессартиты — самые поздние из дайковых образований: в одном из обнажений на водоразделе ручьев Марат и Ягодный они пересекают дайку микродиоритов. В восточной части территории закартированы два мелких штока диоритов, длинные оси которых также ориентированы в субширотном направлении. Магматические породы объединены в позднеюрский анчинский комплекс, возраст даек принимается доинтрузивным по отношению к раннемеловому Уэмяхскому гранитоидному массиву (В.С.Краснопольский и др., 1988).

Наиболее распространенные и промышленно значимые морфоструктурные типы золоторудных тел представлены крутопадающими секущими кварцевыми жилами с зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленным типом минерализации (рудные зоны 2 и 3 месторождения Задержнинское, рудопоявления 1, 3—8). В пределах золоторудного поля закартированы только две крупные субпластовые кварцевые жилы, из которых слабозолотоносной является жила 10 (рудопоявление 2).

Первый морфоструктурный тип оруденения характерен для рудной зоны 2 Задержнинского месторождения, представленной тремя сближенными кулисообразно сменяющимися друг друга в субширотном направлении кварцевыми жилами (2, 2а и 2б), контролируемые дайками спессартитов. Зона имеет общую протяженность до 170 м, при средней мощности 0,25 м. Контакты жил четкие, слабоволнистые, центральные их части сложены обычно серым, массивным, среднезернистым кварцем, который в зальбандах приобретает отчетливо полосчатый облик. Рудная минерализация представлена мелкими включениями и вкрапленностью пирита и арсенопирита, значительно шире развиты прожилки, гнезда и точечные включения галенита в тесной ассоциации со сфалеритом и самородным золотом. Золото приурочено к приконтактовым частям кварцевых жил и отмечается как в свободном виде, так и в сростании с рудными минералами (обычно с галенитом). Жилы сопровождаются зонами прожилков кварцевого, альбит-кварцевого и кварц-карбонатного состава, а вмещающая толща насыщена вкрапленниками, гнездами и тонкими линзовидными прослоями пирита. Золоторудные тела этого морфоструктурного типа, контролируемые приконтактовыми зонами крутопадающих даек спессартитов закартированы также в рудопоявлениях 1, 3, 5, 6 и 8.

Второй по промышленной значимости морфоструктурный тип оруденения — зоны интенсивного кварцевого

прожилкования рудовмещающих разрывных нарушений или минерализованные зоны дробления — характерен для зоны 3 (Васинская). На поверхности рудная зона прослежена горными выработками на 160 м и представлена субдолготной зоной дробления мощностью 1,0—3,2 м, неравномерно насыщенной маломощными кварцевыми жилами и прожилками. На горизонте +1100 м только фланги зоны сохраняют субдолготное простирание (зоны Васинская и 42), а для центральной части (зона 55) характерен соединяющий их субширотный разрыв. Кварцевые жилы мощностью до 0,2 м на этом горизонте приурочены к центральным частям зон дробления. Сложены они массивным среднезернистым кварцем, который в приконтактовых частях жил приобретает мелкозернистый полосчато-брекчиевидный облик и содержит неравномерную вкрапленность галенита, арсенопирита, пирита, сфалерита и золота. Интенсивность сульфидизации и золотоносность заметно увеличиваются в участках сочленения зон различного простирания. Кроме рудной зоны 3, практический интерес представляют минерализованная зона дробления Центрального разлома (рудопоявление 4), где закартированы кварцевые жилы и дайковые тела, ориентированные согласно субдолготному простиранию рудовмещающего нарушения, а также зоны тектонитов Юнгского (рудопоявление 1) и Спокойного (рудопоявление 7) разломов.

Субпластовая кварцевая жила 10 отличается невыдержанной мощностью с раздувами до 10 м, при средней мощности 3—4 м, разбита серией тектонических разрывов и пересечена с незначительным смещением дайкой спессартитов. Жила сложена массивным крупнокристаллическим кварцем с включениями метакристаллов арсенопирита и наиболее продуктивна в средней части, где сопровождается маломощными зонами дробления и в ее зальбандах происходит наложение кварца поздней продуктивной генерации с гнездами галенита.

Все жилные тела сложены кварцем (90—95%), в брекчиевидных разностях до 10—15% объема занимают ксенолиты вмещающих пород. Количество карбонатов, представленных кальцитом, доломитом и анкеритом, составляет в среднем около 5%. Содержание рудных минералов в субпластовой жиле 10 менее 1%, а в секущих кварцевых жилах увеличивается до 3—5%. Сульфиды в кварцево-жилных зонах распределены неравномерно. Основные рудные минералы — арсенопирит, галенит, пирит, сфалерит и самородное золото, реже встречаются пирротин и халькопирит. Спорадически отмечаются сульфосоли, блеклые руды и висмутин. Сводный минеральный состав по данным топоминералогического картирования Задержнинского золоторудного поля приведен в табл. 1. По соотношению минеральных ассоциаций и содержанию сульфидов руды относятся к образованиям малосульфидной золотокварцевой формации.

Золоторудные тела формировались в три стадии минерализации: слабозолотоносную кварц-арсенопирит-пиритовую, золотоносную (продуктивную) кварц-сфалерит-галенитовую и постпродуктивную кварц-карбонат-сульфосольную. На месторождении установлен внутрирудный возраст даек спессартитов, содержащих обломки руд ранней кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциации и сами расчленены прожилками продуктивной стадии. Впервые выявлена эпitherмальная золотосеребряная минерализация в форме жил халцедоновидного кварца с ртутистым электрумом и типоморфными парагенезисами серебряных

1. Минеральный состав руд Задержнинского золоторудного поля

Распространенность, %	Гипогенные минералы	Гипергенные минералы
Главные, >10	Кварц	Гётит
Второстепенные, 1—10	Доломит, анкерит, кальцит, арсенопирит, галенит	Скородит, лимонит
Редкие, 0,1—1	Альбит, хлорит, серицит, сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит	Церуссит, ковеллин
Спорадические, <0,1	Самородное золото, халькозин, марказит, висмутин, блеклая руда, сульфосоли серебра	Англезит, смитсонит

сульфосолей. Эти прожилки и жилы, как правило, структурно совмещены с ранними гидротермальными образованиями минерализованных зон, отчетливо пересекая их. С рудоносными зонами золотосеребряной минерализации пространственно сближены гидротермально измененные дайки среднего состава, изобилующие вкраплениями чешуйчатых агрегатов графита.

Сульфосоли в рудах Задержнинского золоторудного поля встречаются спорадически. Точная диагностика минералов затруднена из-за их микроскопических размеров и по составу они предварительно отнесены к биллинглейту (?), пираргирит-прустит, диафориту и фрейеслебениту (?). Сульфосоли наблюдаются в виде игольчатых, изометричных и овальных выделений в галените, а также иногда в сростании со скелетными кристаллами пирита (табл. 2, рис. 2).

Самородное золото Задержнинского месторождения описывается впервые. Металл встречается в виде зерен неправильной, крючковатой, дендритовидной, комковидной, чешуйчатой и пластинчатой форм, очень редко отмечаются мелкие октаэдры. Размеры золотинок обычно колеблются от 0,005 до 2,5 мм, составляя в основном (около 80%) менее 0,5 мм. Следовательно, золото относится к мелкому до пылевидного классу крупности. Самородное золото тесно ассоциирует с сульфидами (рис. 3). В ранней кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциации значительная часть золота первой генерации находится в виде включений в арсенопирите, реже пирите, несколько меньше в кварце и гидроксидах железа. Основная часть «видимого» золота относится ко II генерации и связана с продуктивной кварц-сфалерит-галенитовой минеральной ассоциацией.

Судя по взаимоотношениям минералов этой стадии, золото выделялось одновременно или чуть позднее сульфидов. Самородное золото находится или в самом галените в виде округлых форм, иногда с захваченными кристаллами арсенопирита, местами сечет галенит, или в ассоциации с галенитом заполняет трещинки в пирите. Некоторая часть золота отмечается в кварце, реже в карбонате и гидроксидах железа. Крупность самородного золота, связанного с продуктивной минеральной ассоциацией, относительно выше.

Состав самородного золота — одно из важнейших его свойств, в той или иной степени отражающих условия формирования минерального сообщества, тип коренного месторождения и формационной принадлежности. По химическому составу (табл. 3) самородное золото представлено (в %): весьма низкопробным 500—600‰ — 2,81; низкопробным: 600—700‰ — 36,14; относительно низкопробным: 700—800‰ — 43,98; средней пробы — 800—900‰ — 3,62; высокопробным 900—950‰ — 13,25. Как видно, вариации состава весьма широкие: от 500 до 950‰, но в целом основная масса золота соответствует низко- и относительно низкопробному (рис. 4), характерному для малоглубинных месторождений. В жильной зоне 2 проба самородного золота изменяется от 595 до 809‰, составляя в основном 650—800‰. Наиболее широкие вариации пробы (495—935 ‰) самородного золота отмечаются в прожилково-жильной зоне 3, при этом наблюдается бимодальное распределение с пиками в интервале 601—650‰ и 901—950‰. Надо отметить, что высокопробное золото встречено только на данном участке Задержнинского золоторудного поля. Имеющиеся в настоящее время сведения по другим участкам свидетельствуют о бо-

2. Химический состав сульфосолей Задержнинского рудного поля

Образцы	Сульфосоли	Ag	Pb	Sb	Te	As	Cu	S	Сумма
Рудная зона 3									
11-3-ЛК-02	Биллинглейт (?)	79,87	0,00	1,45	0,11	3,73	0,77	14,77	100,71
11-3-ЛК-02	Биллинглейт (?)	74,24	5,84	5,22	0,19	0,30	0,80	14,13	100,73
11-3-ЛК-02	Пираргирит-прустит	62,22	0,17	13,18	0,06	6,81	0,76	19,00	102,18
11-3-ЛК-02	Фрейеслебенит (?)	32,20	36,21	14,24	0,00	0,06	0,03	15,73	98,48
Рудопоявление 1									
33-АН-02	Диафорит	29,92	27,04	21,86	0,13	0,00	0,10	19,25	98,30

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГАБМ СО РАН; условия съемки: напряжение — 20 кВ, ток — 20 нА; эталоны: CuSbS₂, GaAs, CuFeS₂, сплав FeNiCo; Fe, Zn не обнаружены; аналитики Л.М.Попова, Н.В.Христофорова.

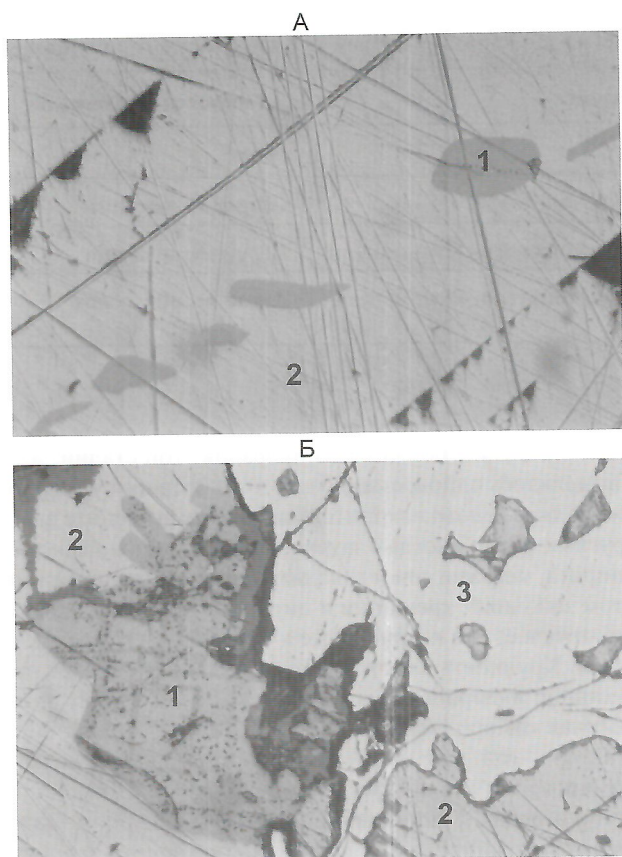


Рис. 2. Выделения сульфосолей серебра. Задержинское месторождение. Рудная зона 3. Обр. 11-3-ЛК-02. Ув. 300:

А — пираргирит-прустита (1) в галените (2); Б — пираргирита (1) в сростании с пиритом (3) в галените (2)

лее стабильном составе самородного золота. На рудопроявлении 8 отмечается два различных типа руды, отличающиеся и пробностью самородного золота: 1) представлен интенсивно катаклазированным альбит-кварцевым материалом с вкрапленностью золота относительно высокой пробы; 2) относительно низкопробное золото с кварцем полосчатой текстуры и вкрапленностью ранних арсенопирита и пирита, причем золото тяготеет к выделениям арсенопирита. Установлено, что проба золота, ассоциирующего с ранними минералами, колеблется в интервале 700—800‰, а связанного с поздними минералами, характеризуется широкими вариациями пробы.

Постоянной примесью самородного золота, кроме серебра, является ртуть (см. табл. 2), которая, как известно, свойственна «эпитермальному» золоту [5]. В пределах описываемого пояса в распределении ртути наблюдается латеральная зональность. Наиболее высокие концентрации этого элемента присутствуют в золоте рудопроявлений 1, 7 и 8, т.е. на северном и южном флангах рудного поля (рис. 5). Причем, самородное золото из полосчатых типов руд характеризуется повышенными (>1%) концентрациями ртути по сравнению с золотом из брекчиевидных типов руд. На месторождении содержание ртути в золоте существенно не отличается, а повышенная концентрация 1,09‰ отмечается в электроуме (492‰) рудной зоны 3. При рассмотрении зависимости Hg—пробность (рис. 6) выявлено, что в средне- и высокопробном золоте содержание ртути не превышает 0,4‰, а в низкопробном — дос-

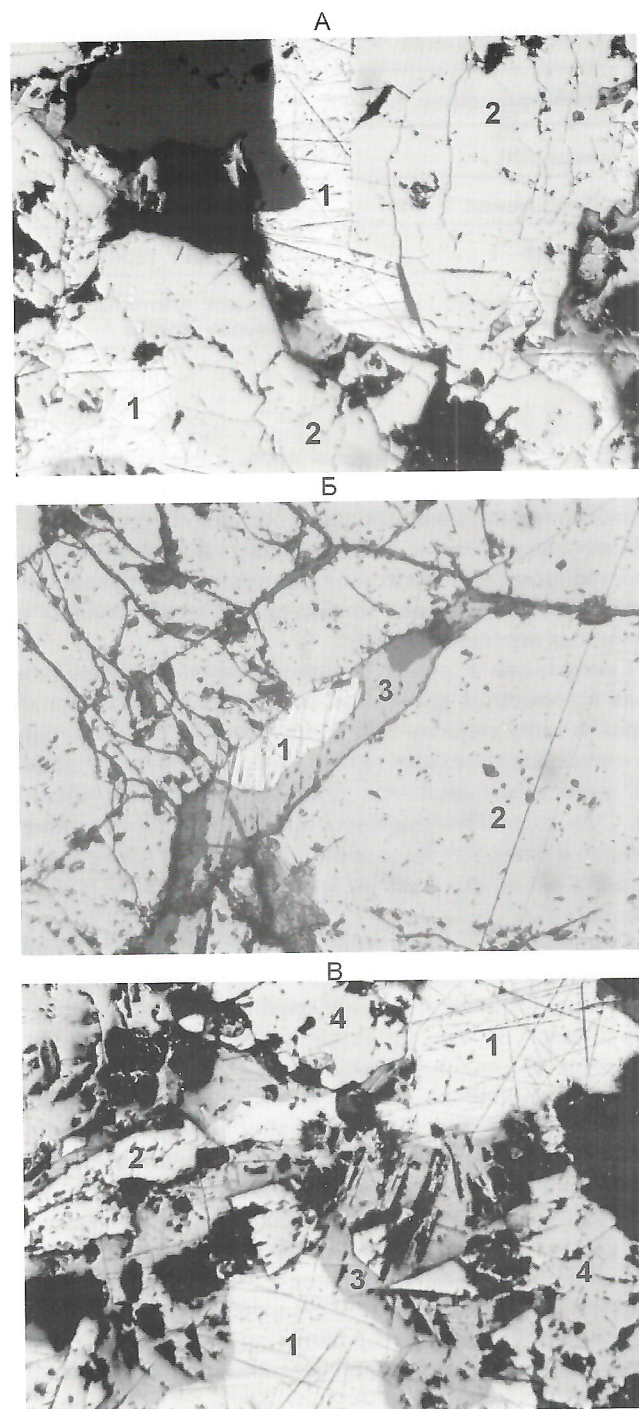


Рис. 3. Взаимоотношение самородного золота с сульфидами:

А — ассоциация самородного золота (1) с арсенопиритом (2); рудная зона 2, обр.1-ЯС, ув. 130; Б — выделение самородного золота (1) в ассоциации с галенитом (3) по трещинам в пирите (4); рудная зона 3, обр.Штр.2-96-7, ув. 300; В — взаимоотношение самородного золота (1) с арсенопиритом (2), пиритом (4) и галенитом (3); рудная зона 2, обр.23-ЯС, ув. 130

тигает 1,5‰. Судя по литературным данным, ртуть чаще появляется в месторождениях полиформационного генезиса. Возможно также эпигенетическое заражение золота ртутью, пареообразные эманации которой пронизывали трещиноватые участки рудных тел и вмещающих пород [5]. Спорадически в золоте выявляется незначительная примесь меди.

3. Вариации и средний состав самородного золота руд Задержнинского поля

Участок	Образцы	Число анализов	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Пробы
Рудопроявление 1	1	4	<u>77,34</u> 76,46–77,46	<u>21,28</u> 20,76–21,52	<u>0,01</u> 0–0,02	<u>0,91</u> 0,74–1,02	<u>99,04</u> 98,64–99,23	<u>776</u> 773–781
Рудная зона 2	2	19	<u>81,08</u> 76,21–81,89	<u>19,37</u> 18,17–22,83	<u>0,02</u> 0–0,06	<u>0,08</u> 0–0,25	<u>100,55</u> 99,52–101,85	<u>806</u> 779–816
	3	54	<u>75,99</u> 73,04–77,67	<u>23,85</u> 22,9–25,67	<u>0,003</u> 0–0,02	<u>0,01</u> 0–0,28	<u>99,85</u> 98,51–101,50	<u>761</u> 740–768
	4	37	<u>75,43</u> 74,09–76,88	<u>24,04</u> 23,3–24,81	<u>0,01</u> 0–0,04	<u>0,04</u> 0–0,22	<u>99,53</u> 98,33–100,91	<u>758</u> 751–765
	5	36	<u>73,44</u> 72,56–74,56	<u>25,32</u> 24,38–26,19	<u>0,01</u> 0–0,04	<u>0,31</u> 0,04–0,57	<u>99,07</u> 98,23–100,5	<u>741</u> 735–768
	6	18	<u>73,08</u> 68,61–75,83	<u>26,61</u> 24,37–27,39	<u>0,03</u> 0–0,06	<u>0,06</u> 0–0,22	<u>99,77</u> 98,56–101,22	<u>732</u> 727–757
	7	20	<u>72,64</u> 69,38–77,86	<u>25,99</u> 23,49–29,03	<u>0,04</u> 0–0,06	<u>0,48</u> 0–0,20	<u>99,54</u> 97,53–101,77	<u>729</u> 706–766
	8	21	<u>70,30</u> 62,29–72,29	<u>29,78</u> 26,61–31,74	Не обн.	Не обн.	<u>100,46</u> 98,69–101,95	<u>703</u> 685–731
	9	66	<u>68,21</u> 63,18–70,18	<u>31,53</u> 23,30–36,14	<u>0,01</u> 0–0,05	Не обн.	<u>99,75</u> 98,24–101,66	<u>684</u> 636–700
	10	8	<u>61,60</u> 59,83–65,02	<u>38,73</u> 36,29–40,86	<u>0,004</u> 0–0,02	<u>0,20</u> 0–0,34	<u>100,53</u> 99,12–101,55	<u>613</u> 595–640
Рудная зона 3	11	67	<u>91,67</u> 90,16–93,75	<u>7,95</u> 6,41–8,68	<u>0,01</u> 0–0,05	<u>0,12</u> 0–0,37	<u>99,75</u> 98,10–101,83	<u>919</u> 912–935
	12	15	<u>77,56</u> 75,76–78,76	<u>22,79</u> 22,44–23,10	<u>0,03</u> 0–0,07	<u>0,07</u> 0–0,25	<u>100,44</u> 98,50–101,87	<u>772</u> 766–775
	13	8	<u>73,91</u> 73,34–76,13	<u>26,19</u> 25,75–26,57	<u>0,03</u> 0,01–0,05	Не обн.	<u>100,14</u> 99,15–100,95	<u>738</u> 736–750
	14	32	<u>63,94</u> 60,38–65,46	<u>35,94</u> 34,58–38,31	Не обн.	<u>0,10</u> 0–0,25	<u>99,98</u> 98,50–101,87	<u>639</u> 611–652
	15	32	<u>62,86</u> 48,61–65,29	<u>36,70</u> 34,39–49,04	<u>0,003</u> 0–0,03	<u>0,16</u> 0–1,09	<u>99,72</u> 98,17–101,61	<u>630</u> 492–653
	16	13	<u>58,95</u> 56,28–60,44	<u>41,31</u> 37,54–44,08	<u>0,22</u> 0,04–1,32	<u>0,23</u> 0,10–0,35	<u>100,71</u> 98,97–101,79	<u>585</u> 561–606
Рудопроявления: 4	17	6	<u>79,06</u> 77,57–80,07	<u>22,12</u> 21,4–23,21	<u>0,003</u> 0–0,01	<u>0,40</u> 0,32–0,48	<u>101,59</u> 101,24–101,92	<u>778</u> 766–786
7	18	11	<u>69,65</u> 66,66–71,38	<u>30,08</u> 28,63–34,35	<u>0,001</u> 0–0,01	<u>0,93</u> 0,38–1,11	<u>100,66</u> 99,11–101,88	<u>692</u> 654–706
8	19	25	<u>70,77</u> 68,67–71,98	<u>29,41</u> 27,12–30,31	<u>0,01</u> 0–0,06	<u>0,69</u> 0,46–0,94	<u>100,87</u> 98,84–101,97	<u>702</u> 690–718
	20	27	<u>62,88</u> 62,1–63,55	<u>35,49</u> 34,95–36,4	<u>0,004</u> 0–0,03	<u>1,15</u> 0,76–1,51	<u>99,53</u> 98,62–100,22	<u>632</u> 625–637

Примечания. 1. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Самбах-микро» в ИГАБМ СО РАН; условия съемки: напряжение — 20 кВ, ток — 20 нА; эталоны: самородное золото — 700‰, самородная медь, HgSe — кадмоселит; аналитики Л.М.Попова, Н.В.Христофорова. 2. В числителе — среднее значение, в знаменателе — вариации состава.

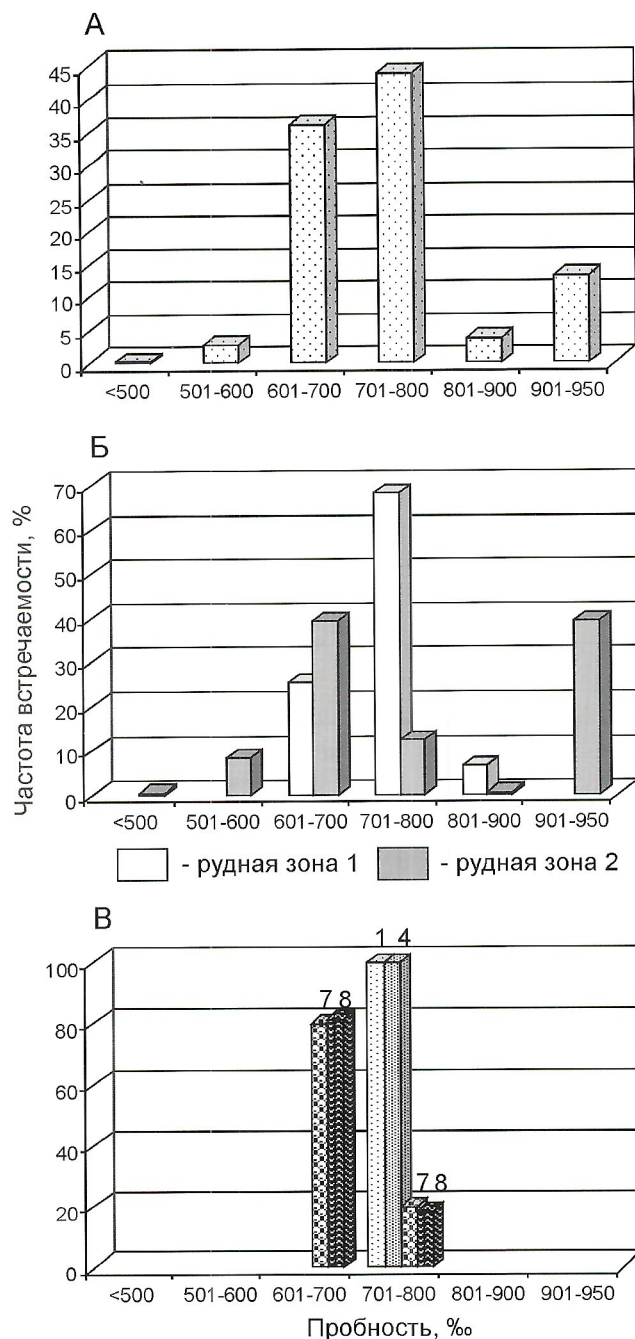


Рис. 4. Пробность самородного золота Задержнинского рудного поля:

А — рудное поле; Б — месторождение; В — рудопроявления

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Задержнинское золоторудное поле расположено в складчато-надвиговых структурах Аллах-Юньского золотоносного пояса и образовано сочетанием секущих и субпластовых морфоструктурных типов рудных тел малосульфидной золото-кварцевой формации. Внутрорудные дайки спессартитов выполняют важную структурную роль в размещении полиформационного золотого оруденения.

2. Впервые выявленная на месторождении постпродуктивная золотосеребряная минерализация в жилах халцедоновоидного кварца с типоморфными парагенезисами рту-

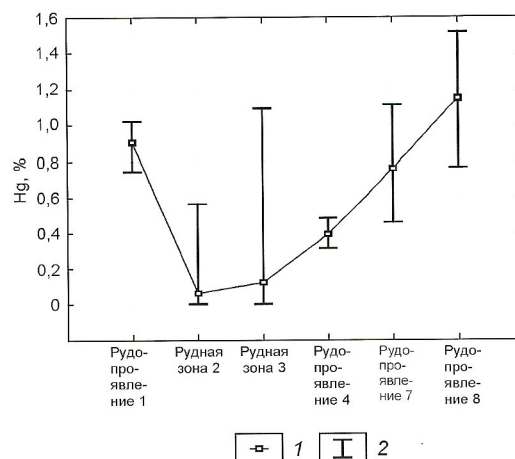


Рис. 5. Распределение ртути в самородном золоте Задержнинского рудного поля:

1 — среднее содержание; 2 — пределы содержания

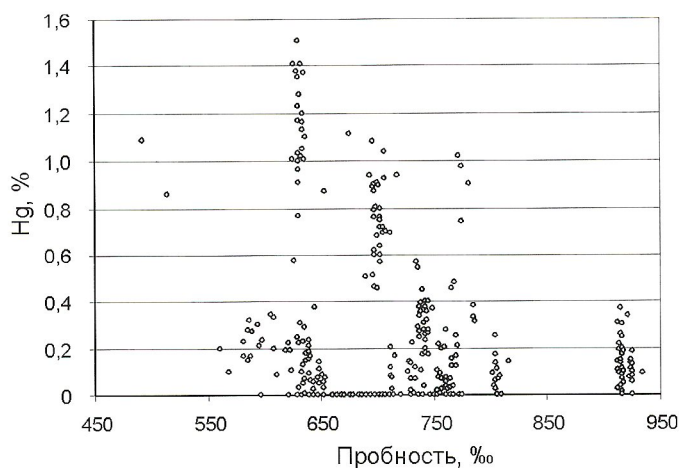


Рис. 6. Зависимость Hg — пробность в самородном золоте Задержнинского рудного поля

тистого электрума и серебряных сульфосолей пираргирит-пруститового и диафоритового состава открывает новые перспективы в оценке масштабов локализации эпitherмального оруденения.

3. Самородное золото характеризуется широкой вариацией пробности и присутствием ртути, наибольшие концентрации которой приурочены к флангам рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронин Ю.П. Структура, морфология и минералогия Задержнинского золоторудного месторождения // Геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск, 1970. С. 109—112.
2. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. — Магадан, 2002.
3. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Время и условия образования согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. № 4. 1985. С. 52—57.
4. Павлов А.Г. Закономерности размещения золото-кварцевого оруденения Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 2001.
5. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Формации благородных металлов Западного Верхоянья

А.В.КОСТИН

Западное Верхоянье известно как сереборудный район [5, 6, 9, 11]. За последние годы на этой территории значительно увеличилось число новых опосредованных и разведанных золото- и сереборудных объектов. Наиболее значимые из них — месторождения Мангазейское, Аркачанское, Кысылтасское, Чочимбальское, Прогноз, Хачакчанское, Ночное и Заря. Известно большое число малоизученных золотых, серебряных и золотосеребряных проявлений. Существующие классификации рудных формаций для Западно-Верхоянской металлогенической зоны [5, 6, 18] не учитывают данные о новых типах месторождений благородных металлов.

Под рудной формацией большинство исследователей, вслед за В.А.Кузнецовым [16], Р.М.Константиновым [10] и Б.Л.Флеровым [19], понимают группу рудопоявлений и месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями и формирующиеся в близких геологических условиях независимо от времени образования. К геологическим условиям, которые учитываются в классификациях месторождений, относятся: состав магматических комплексов, с которыми ассоциируют месторождения; тектоническое строение района и его развитие; глубина формирования месторождений; состав вмещающих пород; характер физико-химических систем, породивших руды. В.И.Казанский [7] указывает на первостепенное значение источника рудных компонентов при образовании рудных формаций, определяя эндогенную рудообразующую систему как совокупность этих источников. Территория Западного Верхоянья претерпела несколько этапов геодинамической эволюции: девонский рифтогенез и сменивший его режим позднепалеозойской—мезозойской пассивной континентальной окраины, позднемезозойский орогенез. Каждому этапу соответствовал определенный тип источников рудной минерализации [13]. Исходя из этого, рудная формация должна включать месторож-

дения, образовавшиеся на близком отрезке времени, а не независимо от времени возникновения. Аналогичное мнение высказывает А.А.Сидоров [17], говоря о том, что многие формации жильных месторождений, несмотря на сходство минерального состава руд, образовывались неоднократно в различных геологических обстановках, что уже противоречит определению рудной формации. За основу выделения рудных формаций Западного Верхоянья мы принимаем сходные по составу устойчивые минеральные ассоциации золота и серебра, так как именно они определяют основную промышленную значимость месторождений.

Общая особенность месторождений Западного Верхоянья заключается в том, что они размещены на удалении от редких выходов интрузивов или контуров роговиковых полей (рис. 1) и сопровождаются обширными участками сульфидизированных песчаников. На различных уровнях эрозионного среза руды месторождений характеризуются отсутствием примеси олова, что подчеркивает их благороднометалльную специализацию. Месторождения благородных металлов сгруппированы в рудно-формационные ряды (см. таблицу). Месторождения этих рядов формируют рудные узлы, наиболее значимые из которых — Эндыбальский (месторождения и рудопоявления Мангазейское, Безымянное, Нижнеэндыбальское, Вертикальное, Стержневое, Мысовое, Мухалканское, Бурное, Забытое, Привет, Сельтен, Сурьмянистое, Порфиоровое и Трубка), Нюектаминский (месторождения и рудопоявления Чочимбальское, Кысылтасское, Кельтерское и Молибденитовое) и Аркачанский, представленный девятью минерализованными зонами, которые не имеют видимых геологических границ и оконтурены по результатам опробования.

Формация сульфидизированных песчаников. Многие жильные месторождения образовались в результате

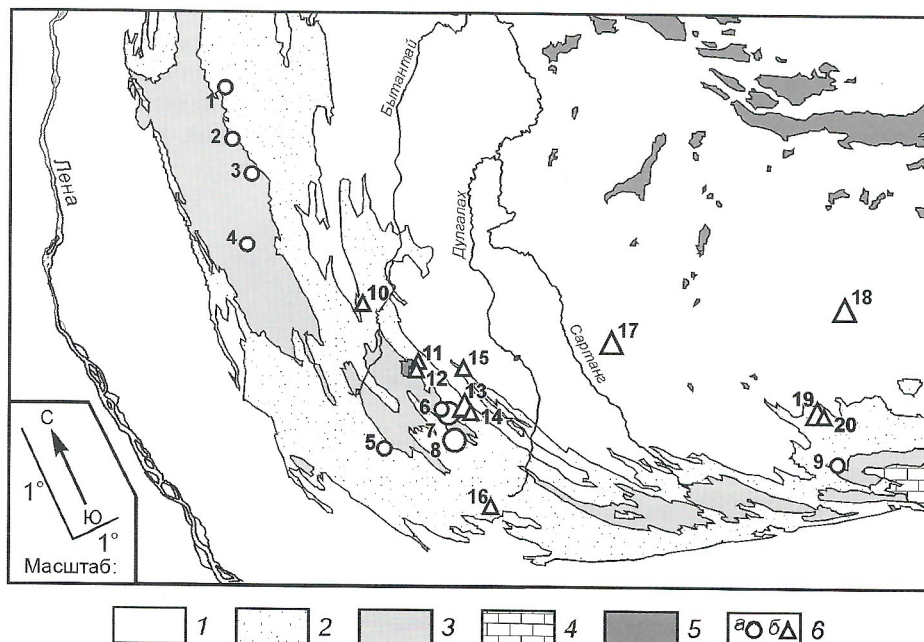


Рис. 1. Схема расположения месторождений золота и серебра Западного Верхоянья:

1 — триас—юра; 2 — пермь; 3 — карбон; 4 — девон—кембрий; 5 — граниты; 6 — месторождения: а — золота (1 — Анна-Эмискин, 2 — Сегенях-Кенде, 3 — Эникан-Толоно, 4 — Синча 1 и 2, 5 — Галочка, 6 — Чочимбал, 7 — Кысылтас (крупное), 8 — Аркачан, 9 — Хохсолох), б — серебра (10 — Кимпиченское, 11 — Бочийское, 12 — Имтанджинское, 13 — Мангазейское, 14 — Безымянное, 15 — Березкинское, 16 — Болбукское, 17 — Прогноз (крупное), 18 — Заря (крупное), 19 — Хачакчанское (крупное), 20 — Ночное)

Ряд рудных формаций	Формация, тип	Месторождения
Базовый	Сульфидизированных песчаников	Нижнеэндыбальское, Чочимбальское, Кысылтасское
Золоторудный	Медно-молибденовая	Кысылтасское (жила Молибденитовая), Мангазейское (участок Трубка)
	Золото кварцевая	Галочка
	Золото(медно)-редкометалльная	Аркачанское, Мангазейское (участок Порфиновый)
	Золотосульфидная	Чочимбальское (жила 1, 2, 3, 14), Кысылтасское (жилые зоны Гис-1 и -2)
Сереброрудный	Серебросвинцовая, геохимический тип: серебро-(свинцово)-сурьмяный серебро-ртутный	Мангазейское, Прогноз, Заря, Болбукское, Нижнеэндыбальское, Безымянное, Кимпиченское Хачакчанское, Ночное, Березкинское
	Золотосеребряная	Кысылтасское (жилые системы Пентиум-1 и -2, Позолота, Злой, Коротышка), Чочимбальское (жила Шар, Вилка, Ржавая, Анка)

многократного переотложения рудного материала из вмещающих пород. Крупные зоны тонкой сульфидизации — комплексные полиметалльные образования, получившие название «базовые рудные формации» [9], из которых в итоге образуются простые, предельно дифференцированные месторождения. Типичный пример Западного Верхоянья — антимонитовые проявления на периферии Эндыбальского рудного узла — Сурьмянистое, Привет и Сельтен, являющиеся конечными членами серебросвинцовой рудной формации.

В среднем палеозое образовались месторождения меди и полиметаллов, а также многочисленные песчаные пачки, обогащенные рассеянным золотом и серебром, которые служили источником металлов для регенерированных месторождений благородных металлов [13], обычно образующихся в контурах сульфидизированных песчаников, где в некоторых случаях концентрация металлов приближается к промышленной, а объем рудной массы столь велик, что может служить предметом добычи десятки лет (А.В.Костин, 2004).

Сульфидизированные породы установлены в Эндыбальском и Ньюктаминском рудных узлах. Хотелось отметить их общие особенности: 1) два стратиграфических уровня, к которым они приурочены — средний карбон и граница карбона и перми; 2) невысокие содержания металлов в руде, составляющие для Ag первые десятки граммов на тонну, Au — десятые доли граммов на тонну; 3) большие объемы рудной массы; 4) внешние отличия, выраженные в необычной окраске пород месторождений: Нижнеэндыбальское — черные пленки оксидов марганца на рудах и выступающие после каждого дождя соли беловато-серого цвета, Кысылтасское — из-за обилия окисленного пирита и пирротина характерен рыжий цвет гор; 5) сочетание больших объемов сульфидизированных пород и незначительных по масштабам рудных жил внутри; 6) многочисленные рудные жилы за пределами контуров сульфидизированных песчаников; 7) в участках с интенсивными тектоническими дислокациями число рудных жил в сульфидизированных толщах увеличивается, в сульфидизированных песчаниках отмечается переотложение

рудного материала, при этом изменяется и их внешний облик и концентрация благородных металлов (рис. 2). В рудных прожилках отмечаются пирротин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфосоли серебра, кварц и сидерит. Сульфиды характеризуются повышенной золото- и сереброносностью. В песчанике с равномерной вкрапленностью пирита содержится Au 0,15 г/т, Ag 5,2 г/т, а в динамометаморфизованном пиритизированном песчанике — 2,8 и 121 г/т, соответственно. По характеру распределения трещин с рудным выполнением выделяются участки штокверковой минерализации (Нижнеэндыбальское, Кысылтасское) и протяженные пласты интенсивно пиритизированных песчаников (Чочимбальское).

Подсчет запасов сульфидизированной породы Кысылтасского месторождения, проведенный в 1933—1947 гг. экспедициями «Союзникельоловоразведки», показал, что при среднем содержании Au 1,12 и Ag 21,86 г/т запасы этих металлов составляют 104,8 т Au и 2045,5 т Ag (Н.Н.Стронский, 1934 г.).

Золоторудные формации. До конца 70-х годов прошлого века в Западном Верхоянье основное внимание было направлено на изучение золото кварцевой рудной формации, как одной из главных россыпеобразующих, характеризую-

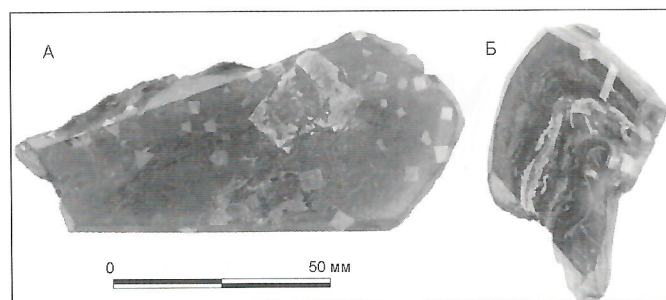


Рис. 2. Разновидности сульфидизированных песчаников месторождения Чочимбал:

А — равномерная вкрапленность пирита в сером слоистом песчанике; Б — динамометаморфизованный пиритизированный песчаник

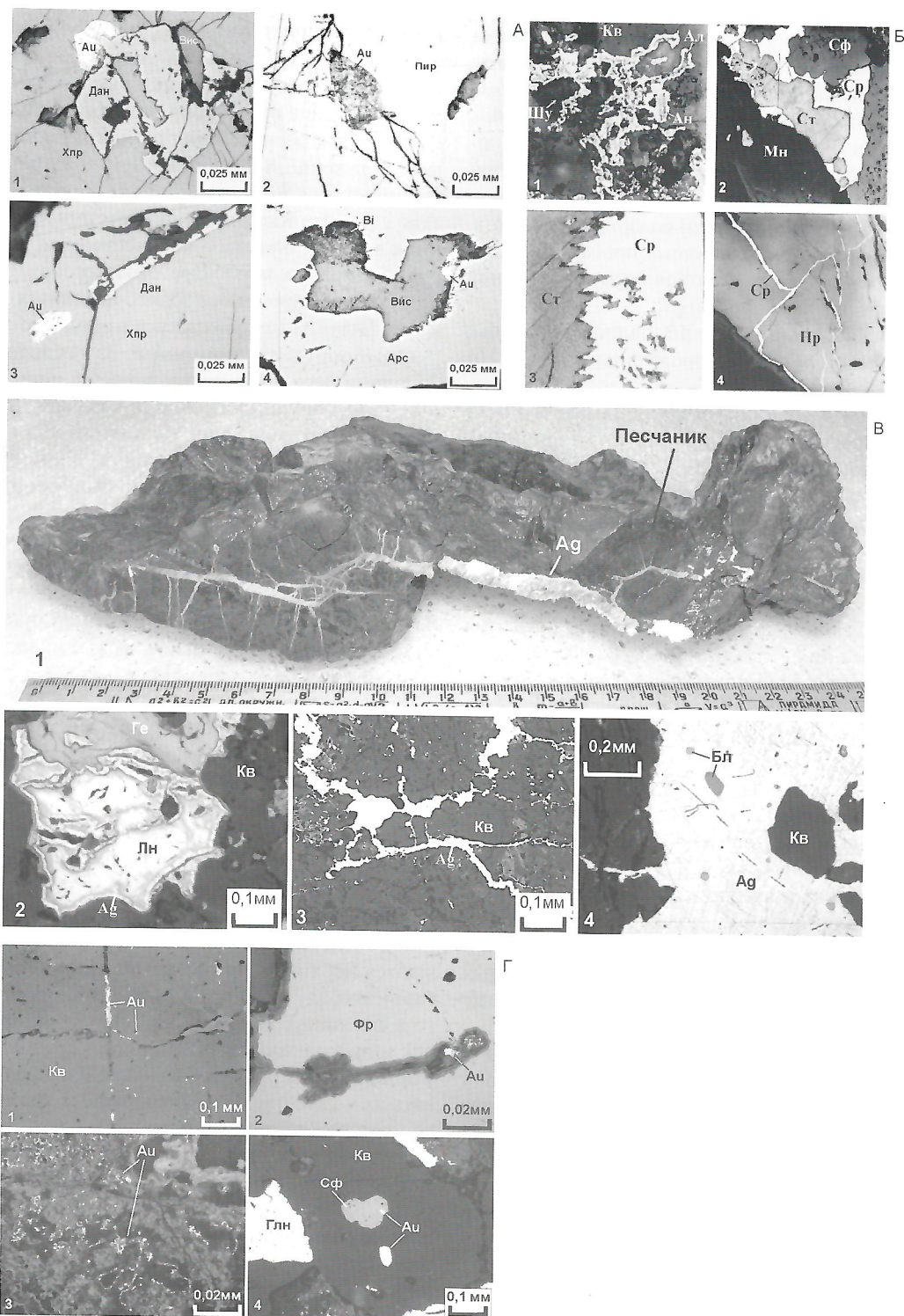


Рис. 3. Минеральные парагенезисы месторождений:

А — золотосульфидные: 1 — халькопирит (Хпр) корродирует ромбовидные кристаллы и агрегаты данайта (Дан), позднее выделяются висмутин (Вис) и самородное золото (Au); 2 — включения самородного золота, развивающиеся по трещинам в пирите (Пир); 3 — в крупных выделениях халькопирита вдоль линейно-ориентированных трещинок удлиненные включения данайта и самородного золота; 4 — самородный висмут (Ві) в ассоциации с самородным золотом, арсенопиритом (Арс) и висмутином; **Б** — серебро-(свинцово)-сурьмяные: 1 — сурьмянистое серебро — алларгентум (Ал) и анимикит (Ан) в кварцевом битуминизированном песчанике, серебро (Ср) выполняет пространство между зернами кварца (Кв); 2 — серебро цементирует кристаллы стефанита (Ст) и сфалерит (Сф); 3 — коррозия кристалла стефанита серебром, в серебре присутствуют обломки стефанита; 4 — серия прожилков самородного серебра в пираргирите (Пр); Шу — шунгит, Мн — манганосидерит; **В** — серебро-ртутные: 1 — самородное серебро (Ag), представленное прожилковой и сетчатой разновидностями руд Хачакчанского месторождения; 2 — ленаит (Лн) в оторочке ртутистого серебра; 3 — самородное серебро выполняет сеть трещин и вкрапления в песчанике; 4 — сферические включения блеклой руды (Бл) в серебре; Ге — гидроксиды железа, Кв — кварц; **Г** — золото-серебряные: 1 — тонкие прожилки и вкрапления золота (Au) в кварце (Кв); 2 — включения золота во фрейбергите (Фр); 3 — тонкая вкрапленность золота в зонах окисления блеклой руды; 4 — золото в ассоциации с галенитом (Глн) и сфалеритом (Сф)

щейся высокими содержаниями свободного золота и относительно небольшими запасами руды. По мнению автора, эта формация для данной территории в целом не характерна, так как на столь обширной площади известна всего лишь одна россыпь золота — Чочимбальская. В то же время к золотокварцевой рудной формации в разное время были отнесены многочисленные кварцевые жилы с бедной сульфидной вкрапленностью и крайне низким содержанием золота. Изредка содержания золота в единичных пробах могут достигать первых граммов, реже десятков граммов на тонну (например, рудопроявление Галочка) [5].

Коренное промышленное золото в Западном Верхоянье было известно только в рудах месторождения Аркачан. По данным Л.Н.Индолева и Г.Г.Невойсы [6], золото отмечалось во фрейбергите Мангазейского и Безымянного месторождений в ассоциации с пираргиритом и поздним пиритом (в последствии эти данные не подтвердились [11]). В некоторых пробах участка Порфиновый Мангазейского месторождения содержания золота от долей до 19 г/т. Исследования последних лет показали, что золоторудные месторождения на территории Западного Верхоянья изучены недостаточно, а их роль в ресурсном потенциале золота будет постоянно возрастать. Месторождения образуют зональные поли- и моноформационные рудные узлы, генетически связанные с надкупольными частями не вскрытых интрузий. К их числу относятся месторождения: Аркачанское золото-(медно)-редкометалльное, золото-сульфидные Чочимбальское, Кысылтасское, Хосское и рудопроявления в районе выходов Хобяту-Эчийского, Эндыбальского, Кыс-Кюельского, Тарыннахского и ряда других мелких интрузивов или их не вскрытых куполов. Этот же тип золотосульфидной формации, вероятно, включает мышьяковые и медно-мышьяковые рудопроявления, развитые в роговиковых полях над не вскрытыми интрузивными массивами в пределах центральной части Куранахского антиклинария и поперечных рядах Сартан-гского синклинария (Сомолконский, Арангасский рудные узлы и др.).

Золотоносность Эндыбальского, Ньюектаминского и Аркачанского узлов ассоциирует с медно-молибденовой минерализацией [11]. В Хобяту-Эчийском рудном узле золотоносные жилы генетически разнообразны и не всегда их расположение сопряжено с медно-молибденовыми. Медно-молибденовая формация формируется в эндо- и экзоконтактах интрузивов, и считается, что концентрация в ее рудах серебра и золота, возрастает в соответствии с увеличением отношения меди к молибдену [9].

Золото-(медно)-редкометалльные, золото-сульфидные и медно-молибденовые жилы образуют зональные полиформационные рудные узлы. Геохимическая вертикальная зональность проявлена в наборе основных минералообразующих элементов на месторождениях: Кысылтасское Au-Ag-Pb-Zn-As-(Bi) и Аркачанское Au-Cu-As-Co-Bi-Te. Кысылтасское месторождение характеризуется широким развитием сфалерита, галенита, пирита и арсенопирита. С галенитом связывается повышенная сереброносность руд, а золото присутствует в виде примеси в сульфидах. В рудах Аркачанского золото-(медно)-редкометалльного месторождения один из главных минералов — халькопирит, а между медью и золотом установлена положительная корреляция. Золото в рудах присутствует как в свободной форме, так и в виде примеси в сульфидах, главным образом пирите и арсенопирите. Золотосодержащим рудам по-

всемерно сопутствует висмутин, Bi-Pb сульфосоли и кобальтсодержащие разновидности арсенопирита — данаит и глаукотит (рис. 3, А). Пластовые жилы Чочимбальского месторождения относятся к золотосульфидной формации. Рудные тела расположены не над кровлей интрузии (как месторождение Аркачан), а в 1,5—2 км западнее массива. По минеральному составу руды имеют некоторое сходство с рудами Кысылтасского месторождения, но отличаются заметно большим количеством галенита и блеклой руды, основных концентраторов серебра. Руды высокозолотоносные, причем все золото находится в виде примеси в сульфидах и высвобождается в результате их окисления.

Сереброрудные формации. За последнее десятилетие Западное Верхоянье превратилось в одну из перспективных сереброрудных провинций России. Были разведаны крупные месторождения Мангазейское и Прогноз, опробованы Хачакчанское, Ночное и Заря. Наряду с чисто серебряными месторождениями был обнаружен новый для этого района золотосеребряный тип руд, представленный системой жил Пентиум-1 (Кысылтасское месторождение) [12]. По характерным устойчивым минеральным ассоциациям сереброрудные месторождения группируются в серебросвинцовую и золотосеребряную рудные формации. Серебросвинцовая формация, в свою очередь, подразделяется на серебро(свинцово)-сурьмяный и ртутно-серебряный геохимические типы.

Серебро(свинцово)-сурьмяные месторождения локализуются в битуминизированных терригенных отложениях карбона, перми и триаса. Генетическая связь месторождений с магматическими образованиями проблематична. Среди рудных тел выделяются два основных типа — межпластовые залежи и серии секущих вмещающие породы жил и зон прожилкования.

Мангазейское месторождение — крупный сереброрудный объект, отдельные части которого исторически называются Верхне- и Нижнеэндыбальское, Безымянное, Мангазейское, Мухалканское и Мысовое месторождения. Всего в его контурах выявлено 160 рудных проявлений и точек минерализации (В.В.Шошин и др., 1997). Доизучение уже известных рудных проявлений позволило рассматривать их в качестве различных рудных тел единого крупного месторождения общей площадью 65—70 км².

Типовая устойчивая минеральная ассоциация, характеризующая формационную принадлежность Мангазейского месторождения, — самородное серебро и его сурьмянистые разновидности анимикит и алларгентум. В рудах они ассоциируют со стефанитом, акантитом, полибазитом, пираргиритом, фрейбергитом, миаргиритом, диафоритом, овихитом, галенитом (см. рис. 3, Б). По соотношению серебра и свинца руды Мангазейского месторождения группируются в два минеральных типа: сульфидно-серебросульфосольный и серебросульфосольный.

Ртутно-серебряный минеральный тип характеризуется содержанием ртути в тетраэдрите от 1 до 21% (месторождение Березкинское) и разнообразными формами ртутистого серебра (месторождения Хачакчан и Ночное [4]). Ртутно-серебряное оруденение контролируется структурой регионального порядка — Томпо-Делиньинским глубинным разломом, к которому приурочено большинство известных в районе серебряных месторождений [3, 4]. Месторождения уникальны тем, что в их рудах присутствуют амальгамы серебра: конгсбергит, аркверит, бордозит, отмечающиеся в различных количествах в больши-

нстве зон [1, 2, 14, 15]. Выделения серебра в виде прожилков и гнезд экзотической формы имеют размеры от 1 мм² до 150 см², а массу — до 1 кг. Они приурочены к зонам дробления с глиной трения и зеркалами скольжения, пронизанные тонкими прожилками кварц-карбонатного состава, которые иногда группируются в стволую жилу. Количество кварц-карбонатного материала по зонам составляет в среднем 10—20%, иногда достигая 50—70%. Карбонаты представлены сидеритом и мангансидеритом, рудные минералы — в основном галенитом (от следов до 50%), реже сульфосолями серебра, фрейбергитом, ленаитом, аргентитом, самородным серебром (см. рис. 3, В).

Месторождения Западного Верхоянья в течение многих лет рассматривались как производные оловорудных формаций [5, 6, 18]. При этом ведущие типы минерализации, определяющие промышленную значимость рудных полей и месторождений, связывались с серебром и золотом, а проявления этого типа относились к золотокварцевой малосульфидной рудной формации [5]. Типичными представителями считались жилы рудопроявления Раннее (южный фланг месторождения Чочимбал) и некоторые жилы Чочимбальского месторождения. Золотосеребряная формация выделена в районе относительно недавно [12, 13] и представлена жильной системой Пентиум-1 (Кысылтасское месторождение). Полоса распространения золотосеребряных месторождений расположена на удалении 1,5—3 км от контура Кысылтасского интрузива. Содержания полезных компонентов в рудах составляет: Au 3,06 г/т, Ag 575,5 г/т, Pb 11,5%, Zn 8,32%, что соответствует качеству руд месторождений класса Дукаат, Лунное и др. По содержанию главных полезных компонентов — золота, серебра, свинца и цинка жильная система Пентиум-1 относится к тетраэдрит-галенит-сфалеритовому типу золотосеребряной рудной формации. Изучение минерального состава рудных жил показало, что в их составе присутствуют обогащенные сульфидами участки с высокими содержаниями золота и серебра. В ассоциации с самородным золотом всегда присутствует Ag-тетраэдрит и фрейбергит, галенит, сфалерит и халькопирит (см. рис. 3, Г). Содержания серебра в таких рудах изменяется от сотен граммов на тонну до первых килограммов на тонну и определяется количеством блеклой руды. В блеклой руде ранней генерации содержится Ag от 0,9—6,14 до 15,77%, в поздней — от 22,41 до 34,90%.

Рудные месторождения Западного Верхоянья представлены золото- и сереборудными рядами. Месторождения группируются в моноформационные (Аркачанский) и полиформационные (Кысылтасский, Эндыбальский) благороднометалльные рудные узлы, изучение которых может привести к открытию в их контурах новых перспективных месторождений. Полиформационные рудные узлы сопровождаются медно-молибденовой минерализацией, а рудовмещающие породы характеризуются повышенным содержанием Au, Ag, Cu, Pb и Zn.

Месторождения золотосульфидной формации приурочены к слабо эродированным куполам небольших интрузивов. Геохимической особенностью их руд является ассоциация Au-Cu-Bi-Co-Te. Руды могут формироваться и в секущих зонах трещиноватости, и в межпластовых трещинах.

Серебряные месторождения характеризуются многообразием форм проявления самородного серебра. По содержанию в рудах Ag, Au и Pb, их связи с сульфосолями

сурьмянистого ряда, особенностям минерального состава руд и типоморфизму главных рудообразующих минералов они относятся к серебросвинцовой рудной формации с Ag-(Pb)-Sb и Ag-Hg геохимическим типам руд. В ряду серебряных месторождений выделена специфическая для терригенных пород золотосеребряная рудная формация с промышленным содержанием золота и серебра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Андрианов Н.Г., Жданов Ю.Я. Минералогия серебряных руд Алара-Сахского поля (Западное Верхоянье) // Серебряное оруденение Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 43—56.
2. Бабич А.П., Крылова В.В., Тихомиров А.В. Новый тип серебро-содержащих руд Восточного Верхоянья // Руды и металлы. 1993. № 3—6. С. 65—72.
3. Веклич В.С. Стратиграфия и тектоника Сартангского синклинария. — М.: Наука, 1979.
4. Денисов Г.В., Засимов М.Г., Окунов А.Е. Геологическое строение и сереброносность Томпо-Делиньинской металлогенической зоны // Серебряное оруденение Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 28—35.
5. Ивсенс Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
6. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974.
7. Казанский В.И. Эндогенные рудообразующие системы и генетические модели рудных формаций // Рудообразование и генетические модели рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 10—18.
8. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984.
9. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
10. Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. — М.: Недра, 1965. С. 7—118.
11. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. — Якутск: Изд-во СО РАН, 1997.
12. Костин А.В. Прогноз золотосеребряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62—67.
13. Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8—11.
14. Крылова В.В., Кичигин Л.Н. Амальгамы серебра — основной рудоконцентрирующий минерал серебро-полиметаллического месторождения Якутии // Прикладные и экологические аспекты минералогии. Тез. докл. годичной сессии ВМО. — М., 1991. С. 135—136.
15. Крылова В.В., Кичигин Л.Н. Амальгамы серебра — основные серебросодержащие минералы кварц-карбонатных жил Восточного Верхоянья // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 239.
16. Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1966.
17. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. — Магадан, 1987.
18. Смирнов С.С., Константинов М.М., Борисов Г.И. Серебряные руды Верхоянского хребта // Проблемы сов. геол. 1934. № 4. С. 1115—1121.
19. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.

Россыпная золотоносность Витимо-Пилкинского водораздела (Средняя Лена)

Е.Г.ТУЛАЕВА, З.С.НИКИФОРОВА

Проявления россыпной золотоносности Среднего Приленья известны с прошлого столетия: добывалось золото в низовьях р.Витим (ручьи Силинский, Карстовый, реки Быстрая, Пилка, Илейка и др.). Однако проблема происхождения россыпной золотоносности и ее коренных источников в регионе до настоящего времени не решена. Принято считать, что источниками питания россыпей данного района служат неоген-четвертичные галечники [2, 3, 6]. Существуют предположения о привносе золота в современный аллювий с Патомского нагорья [5], из местных разнотипных источников палеозойского и мезозойского возрастов [1, 6], промежуточных коллекторов палеозойских толщ, а так же из раннеюрских и неоген-четвертичных отложений [1, 2, 3].

В настоящей статье приведены результаты исследования типоморфных особенностей золота Витимо-Пилкинского водораздела из коллекции, отобранной из отложений в верховьях руч.Силинский и р.Илейка геологами Государственного унитарного предприятия республики Саха (Якутия) Якутская поисково-съемочная экспедиция (ГУП РС(Я) ЯПСЭ).

Золотоносная площадь Витимо-Пилкинского водораздела приурочена к Пилкинскому прогибу, расположенному в зоне сочленения Витимо-Патомского нагорья с Приленским плато. С середины мезозоя Пилкинский прогиб — пограничная структура, отделяющая Сибирскую платформу от Байкало-Патомского складчатого пояса (Тонодское поднятие), обеспечивавшего поступление в прогиб грубообломочного терригенного материала, транспортируемого юрскими реками северного и северо-восточного направления [2]. Структуры осложнены зонами древних разрывных нарушений, которые неоднократно активизировались в мезозойское и кайнозойское время. Реки и ручьи района отличаются прямолинейностью долин, поскольку заложены по разломам и зонам их трещиноватости. Магматические породы проявлены ограниченно и представлены силлами долеритов среднепалеозойского возраста. В геологическом строении района принимают участие верхнепротерозойские, кембрийские, ордовикские, юрские, неогеновые и четвертичные отложения (рис. 1). В верхнем течении руч.Силинский и р.Илейка дренируют кембрийские образования эльгянской и толбачанской, чарской, верхоленской и илгинской свит, сложенных известняками, доломитами, глинистыми доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов и карбонатных брекчий. Повсеместно распространены четвертичные отложения различного возраста и генезиса — в основном аллювиальные и в незначительной степени золовые образования, сформированные в период самаровского оледенения [3]. В предплиоценовое время рассматриваемая территория представляла собой выравненную поверхность, покрытую корой выветривания, несогласно залегающей на кембрийских породах. На водоразделе в верховьях р.Илейка и руч.Силинский развиты песчано-галечниковые суглинистые плиоцен-нижнечетвертичные отложения мощностью 1—20 м. К концу четвертичного периода сформировались аллювиальные россыпи золота за счет перемыва кембрий-

ских, юрских, неогеновых и нижнечетвертичных отложений.

Ручей Силинский, правый приток р.Витим, представляет собой сухую долину, днище которой выполнено крупными карстовыми воронками. По данным В.Е.Филиппова и А.А.Сурнина [7], заложение долины вдоль тектонического разлома обуславливает интенсивное карстование карбонатных пород днища водотока. В среднем течении ручья выделяется система блоков с амплитудами относительных вертикальных смещений до 300 м, образованных в результате пересечения меридионального сброса тремя сбросами северо-восточного простирания.

Шлиховым опробованием установлена рассеянная золотоносность аллювия пойм и низких террас большинства водотоков района. По данным Ю.А.Дукарта [3], шлиховое золото в основном пластинчатой формы и представлено фракцией 0,5 мм. В долине руч.Силинский оконтурена узкая тальвеговая россыпь со средним содержанием золота 0,8 г/м³ [3]. В россыпи верховьев р.Илейка содержание в галечниках Au — 0,25—1,0 г/м³ [2]. Россыпное золото выявлено также в выветрелых юрских конгломератах, неогеновых и четвертичных отложениях от знаков до 1 г/м³.

В результате изучения типоморфных особенностей россыпного золота истоков руч.Силинский установлено, что по гранулометрическому составу золото представлено фракциями (в %): >0,5 мм — 7; 0,5—0,25 мм — 35; 0,25—0,16 мм — 24; 0,16—0,1 мм — 34. Максимальный размер золотин составил 0,8 мм. По морфологическим особенностям до 93% золотин характеризуется пластинчатыми формами с грубошагреневой и мелкоямчатой поверхностью со следами отпечатков вдавливания минералов вмещающих пород, часто с рыхлыми пелитовым материалом в западинах, что свидетельствует о поступлении металла из древних золотоносных коллекторов. Золото комковидной формы (7%) имеет хорошую окатанность. На основной части золотин фракции <0,16 мм отмечается тонкошагреневая и шагреневая поверхность, хотя встречаются зерна с мелкоячеистой поверхностью. Наряду с обычными пластинчатыми формами золота присутствуют пластинки с тончайшими валиками по периферии (до 16%), а в более мелкой фракции 0,16—0,1 мм обнаружены (до 1%) типично золовые золотины тороидальной и гантелевидной формы (рис. 2, А—Г). Цвет золота в основном желтый, крайне редко соломенно-желтый. По химическому составу золото преимущественно (до 90%) высокой 900—950‰ и весьма высокой 951—998‰ пробы (рис. 3).

Река Илейка — левый приток р.Пилка, соединяется через сквозную долину с руч.Силинский и характеризуется неясно выраженной долиной большой ширины, дряхлостью и заболоченностью. В верховьях река протекает по кембрийским отложениям и неоген-четвертичным галечникам, слагающим древнюю аллювиальную равнину. В них оконтурены россыпи с крайне неравномерным содержанием золота [2, 3], состоящие из окатанной гальки кварца и песчаников. Шлиховое опробование проводилось шурфовочным и капушным способом.

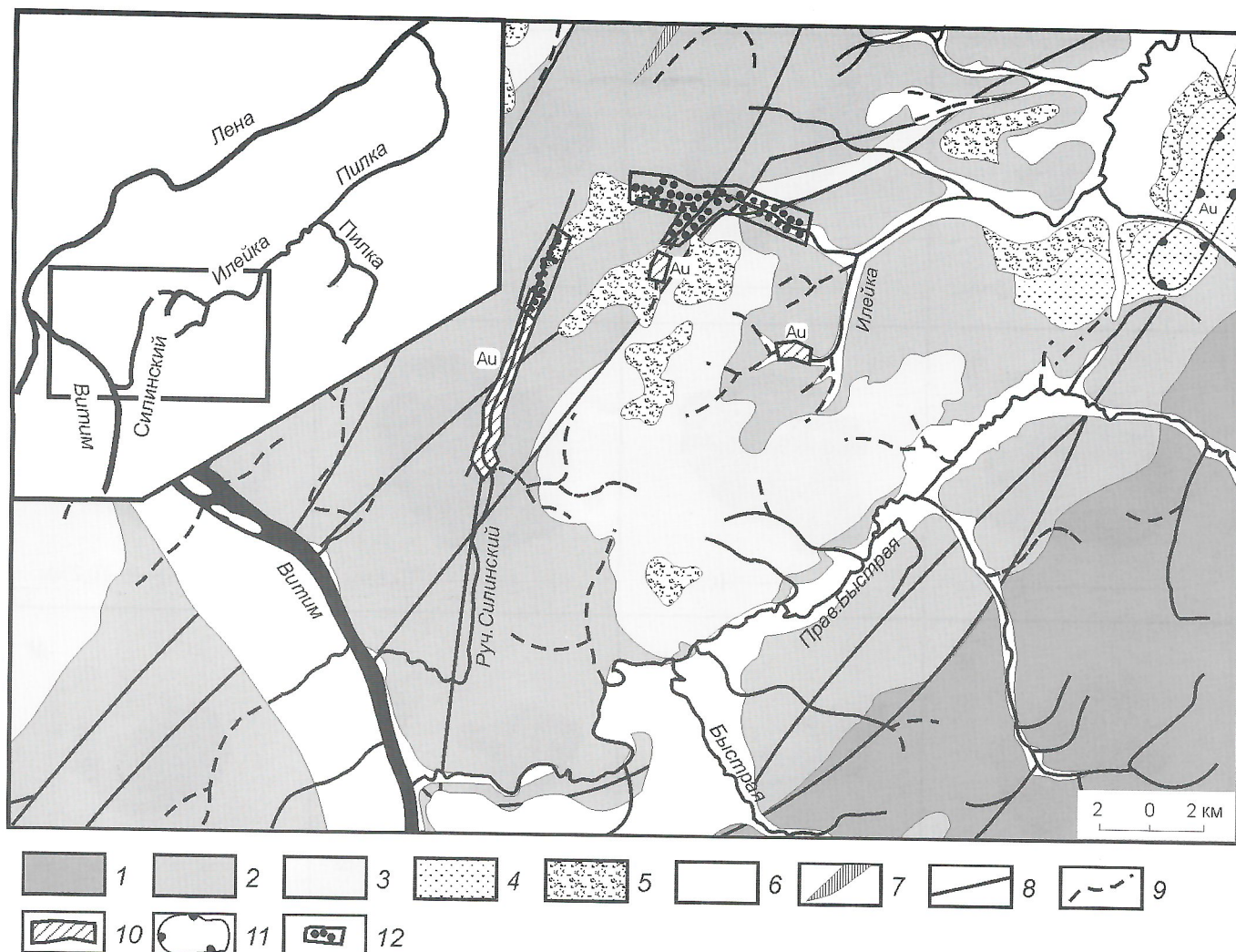


Рис. 1. Схема геологического строения Витимо-Пилкинского водораздела. По [2, 3]:

1 — верхнепротерозойские (PR₃) отложения Байкало-Патомского складчатого пояса (свиты: валюхтинская, жуинская, ченчинская); 2 — кембрийские (Є) породы (свиты: пестроцветная, эльгянская и толбачанская, олёкминская, чарская, метежерская, нерасчлененные верхоленская и илгинская); 3 — нижнеордовикские (Q₁) отложения усть-кутской свиты; 4 — нижнеюрские отложения укугутской свиты (J₁uk); 5 — плиоцен-нижнечетвертичные (N₂?—Q) галечно-песчаные отложения; 6 — современный аллювий (Q); 7 — интрузии долеритов среднепалеозойского (vβPzvt) возраста; 8 — разрывные нарушения; 9 — пересыхающие водотоки; контуры: 10 — россыпные проявления золота [2, 3], 11 — вторичные ореолы рассеяния [2]; 12 — точки опробования

Золото шурфовочных проб по гранулометрическому составу представлено фракциями (в %): 0,5 мм — 18; 0,5—0,25 мм — 49; 0,25—0,16 мм — 28; 0,16—0,1 мм — 5. Оно характеризуется пластинчатыми формами (до 94%), а комковидные составляют лишь 6%. Поверхность золотин грубошагреневая, мелкоямчатая со следами вдавливания минералов. В некоторых случаях на золотилах наблюдаются тончайшие валики по периферии (см. рис. 2, Д—З). Цвет золота в основном желтый, крайне редко соломенно-желтый. Анализ химического состава выявил присутствие до 94% Au с высокой (900—950‰) и весьма высокой (951—1000‰) пробой (см. рис. 3). Гранулометрический состав золота капушных проб характеризуется более мелкими фракциями (в %): 0,5 мм — 3; 0,5—0,25 мм — 7; 0,25—0,16 мм — 14; 0,16—0,1 мм — 35; 0,1—0,05 мм — 38; <0,05 мм — 3. Золото представлено преимущественно пластинчатыми формами с тонкошагреневой и шагреневой поверхностью, с рыхлым пелитовым материалом в западинах. Комковидные формы составляют около 20% (см.

рис. 2, И—М). По химическому составу Au до 75% весьма высокой (951—998‰) и 15% средней (800—899‰) проб (см. рис. 3). Существенное различие гранулометрического состава шурфовочных и капушных проб объясняется глубиной опробования. Поскольку, по данным Ю.А. Дукарта [3], содержание и крупность золота закономерно возрастают к тальвегу и с глубиной, следовательно, капушным опробованием была вскрыта лишь верхняя часть золотосодержащего пласта с низким содержанием золота мелкой фракции и увеличением количества среднепробного золота до 15%. Таким образом, золото р. Илейка высокопробное, представлено в основном пластинчатыми формами более крупной фракцией 0,5—0,25 мм, со следами вдавливания минералов, на которых иногда наблюдаются тончайшие валики по периферии.

В целом при изучении типоморфных особенностей золота руч. Силинский и верховьев р. Илейка установлено, что по гранулометрическому составу около 60% Au руч. Силинский характеризуется в основном фракцией

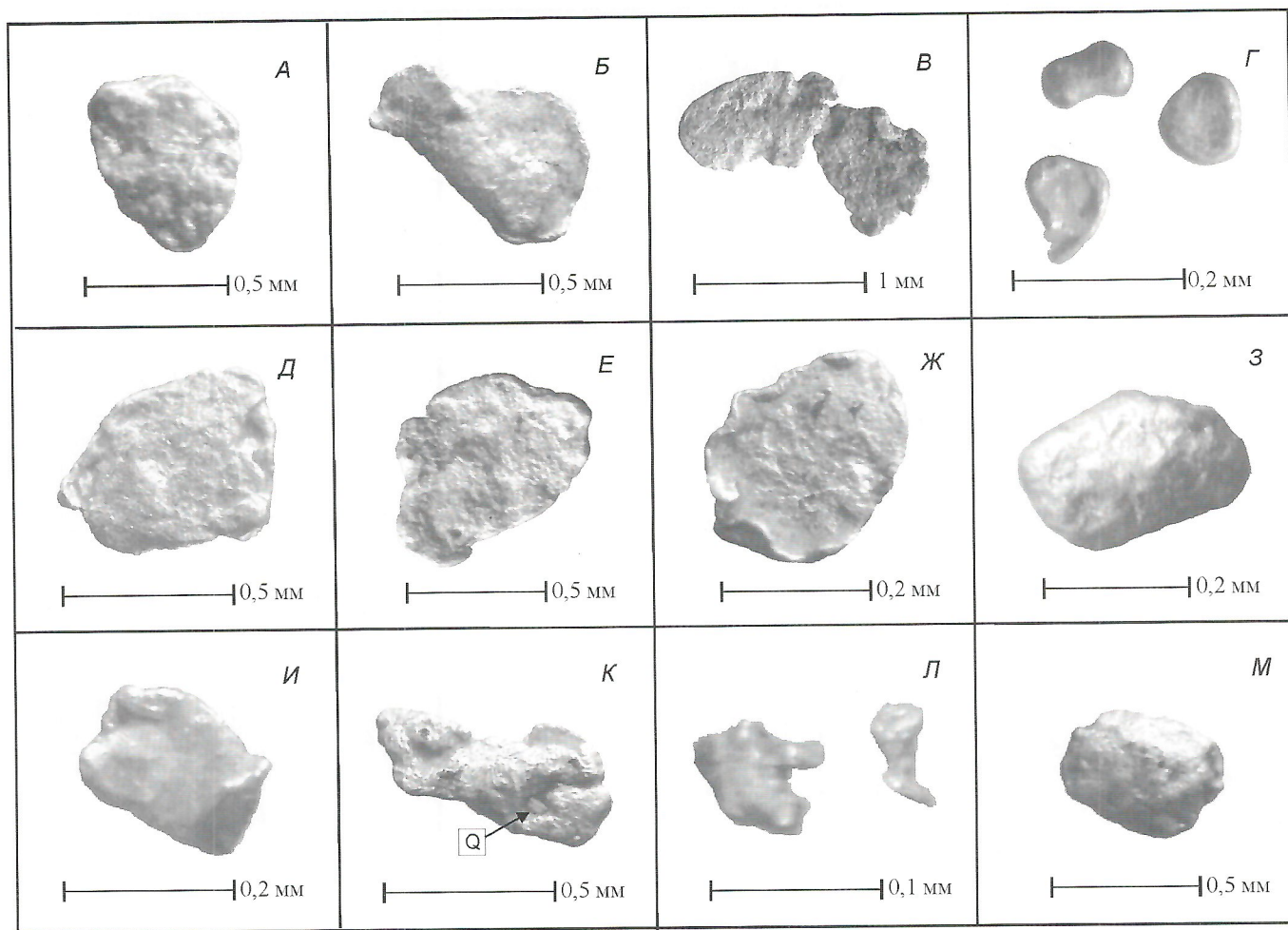


Рис. 2. Морфология россыпного золота Витимо-Пилкинского водораздела (руч.Силинский и р.Илейка):

формы золотин: руч.Силинский — А, Б, В — пластинчатые (А — с грубошагреневой поверхностью, Б — «согнутик» с рыхлым пелитовым материалом и тончайшим валиком по периферии, В — со следами вдавливания минералов и тончайшим валиком по периферии), Г — тороидальные и гантелевидные золотого типа; р.Илейка (шурфовочные пробы): Д, Е, Ж — пластинчатые с грубошагреневой поверхностью, со следами вдавливания минералов, с тонкими валиками по периферии; З — комковидная; (капшнные пробы) — И — пластинка с налипшим пелитовым материалом на поверхности, К — продолговатая пластинка с пелитовым материалом в углублениях и с вдавленным зерном кварца (Q), Л — комковидные золотины фракции $-0,1$ мм средней окатанности с пелитовым материалом, М — комковидная

0,25—0,16 мм, а р.Илейка 0,5—0,25 мм. По химическому составу до 94% Au обоих водотоков относится к высокопробному (900—998‰), а по морфологическим признакам в русловых отложениях золото однотипное и представлено в основном пластинчатыми формами со следами отпечатков минералов. Это позволяет предполагать, что россыпная золотоносность водотоков на рассматриваемой площади сформировалась за счет близлежащих промежуточных коллекторов палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов (предположительно конгломератов чарской, метегерской свит кембрия, укугутской свиты ранней юры и водораздельных неоген-четвертичных галечников). Обнаружение незначительного количества (около 15%) золотин с тончайшими валиками по периферии свидетельствует о непродолжительном пребывании золота в золотых условиях, проявленных в период самаровского оледенения [3]. Одинаковый химический состав россыпного золота долин руч.Силинский и р.Илейка, характеризующийся высокой пробой 900—998‰, свидетельствует о единых источниках поступления металла.

Проведенные исследования и полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Россыпная золотоносность исследуемого района сформировалась за счет единого источника, что подтверждается выявлением однотипного по granulometricкому, морфологическому и химическому составам золота.

2. Образование россыпных проявлений данной территории связано с перебивом близлежащих древних золотоносных промежуточных коллекторов, о чем свидетельствует повсеместное присутствие псевдорудного золота с признаками вдавленности минералов на поверхности.

3. Обнаружение более крупного россыпного золота $>0,5$ мм, которое относится к пластовому металлу и не переносится на большие расстояния, дает основание предполагать, что древние золотоносные конгломераты образованы за счет местных коренных источников.

Работа выполнена в рамках Гранта Президента РФ № НШ — 2082.2003.5.

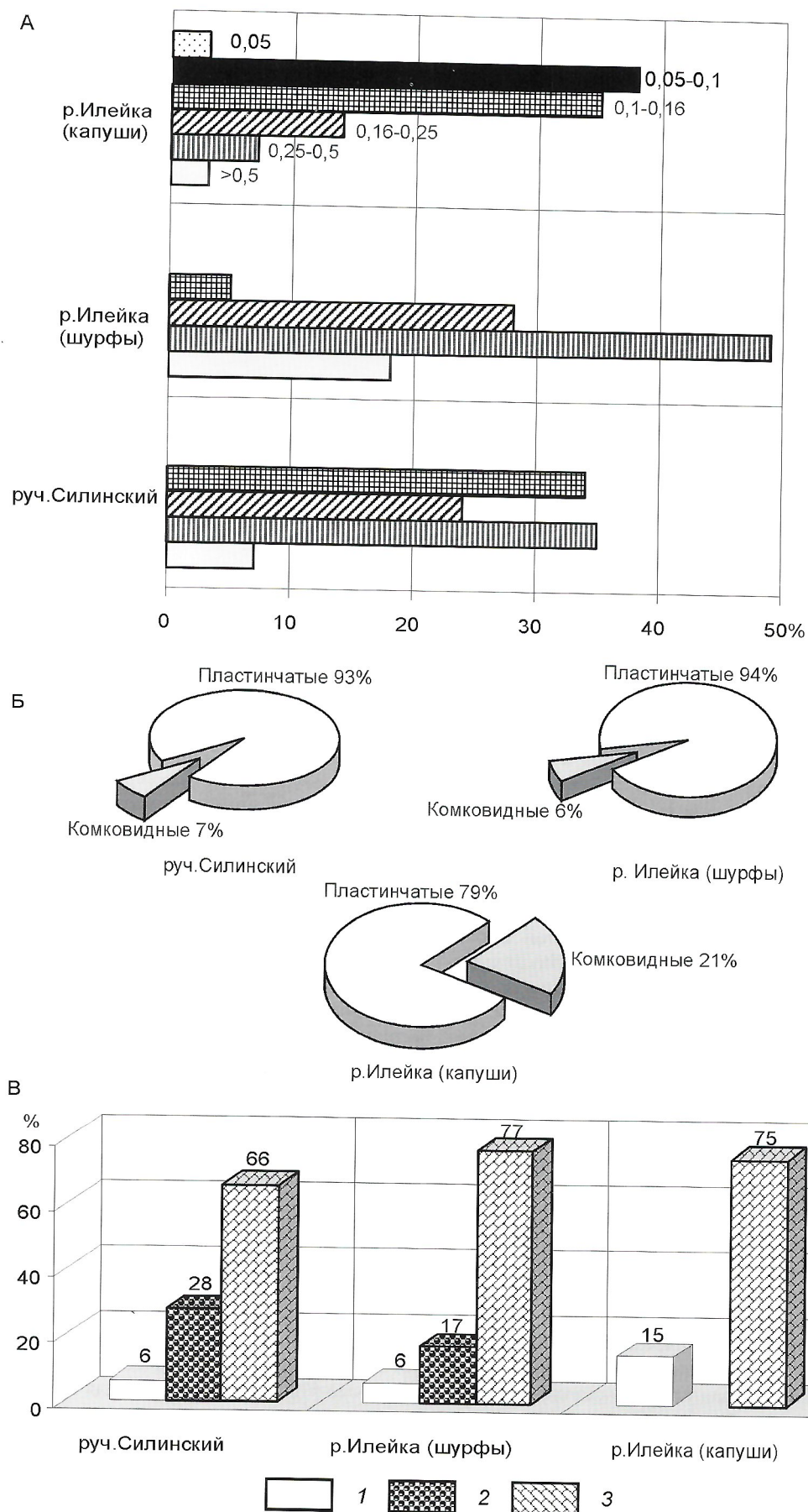


Рис. 3. Типоморфные особенности золота из россыпей руч.Силинский и р.Илейка:

А — гранулометрический состав, мм; Б — морфологические особенности (пластинчатые, комковидные); В — пробаемость: 1 — средняя 800—899‰, 2 — высокая 900—950‰, 3 — весьма высокая 951—998‰

1. Амузинский В.А., Коробицын А.В. Минералого-геохимическая оценка золотоносности палеозойских пород средней Лены // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 44—65.
2. Блинные В.И., Иваницина М.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист О-49-VI (Серия Бодайбинская) и объяснительная записка. — М., 1984.
3. Дукарт Ю.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист О-49-V (Серия Верхне-Вилуйская) и объяснительная записка. — М., 1978.
4. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455—457.
5. Родионов Н.Т. Геоморфология и россыпная золотоносность Среднего Приленья / Автореф. дисс... канд. геол. минер. наук. — Казань, 1973.
6. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
7. Филиппов В.Е., Сурнин А.А. Генезис россыпи ручья Карстовый // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 103—108.

УДК 553.411

© Б.Б.Герасимов, З.С.Никифорова, 2005

Россыпная золотоносность р.Маят бассейна р.Анабар

Б.Б.ГЕРАСИМОВ, З.С.НИКИФОРОВА

Одна из главных нерешенных проблем золотоносности северо-восточной части Сибирской платформы в целом и бассейна р.Анабар в частности — генезис россыпей и выявление их коренных источников. По представлениям А.В.Толстова [5], основной источник золота Анабарской антеклизы и всего севера Сибирской платформы — малосульфидный золото-кварцевый тип оруденения, проявленный кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами, связанными с зонами милонитизации и катаклаза, широко развитыми на территории Анабарского массива. По мнению Б.Р.Шпунта, источниками для золотоносных россыпей могли являться как протерозойские кварц-карбонатные жилы, так и венд-рифейские базальные конгломераты типа Витватерсранд [6]. При изучении россыпной золотоносности Лено-Анабарского междуречья Б.Р.Шпунт выделил анабарский, оленёкский и уджинский типы золота. Анабарский приурочен к восточному склону Анабарского массива, представлен друзовидными сростками, дендритовидными и комковидными выделениями и связан с сульфидно-кварцевыми жилами и сульфидными прожилками протерозойского возраста. Золото оленёкского типа распространено на Оленёкском поднятии и имеет комковидную, таблитчатую форму с ямчато-бугорчатой поверхностью, нередко в сростках с кварцем. Его источник — кварцевые жилы протерозойского возраста и древние золотоносные коллекторы. Уджинский тип золота выявлен в обрамлении блоковых выступов фундамента в области сочленения Лено-Анабарского прогиба с Анабарской антеклизой и представлен тороидальными и каплевидными формами, генезис которых объясняется хемогенными процессами. Коренные источники данного типа золота заключены в толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных и магматических образований позднеархейского—раннепротерозойского возраста, по которым впоследствии была образована мощная площадная кора выветривания [8]. В результате детального изучения уджинского типа золота В.Е.Филиппов и З.С.Никифорова пришли к выводу, что это оловое золото широко распространено не только в кайнозойских отложениях, но и в древних толщах, причем по всему северо-востоку Сибирской платформы [4].

Авторы статьи изучили типоморфные особенности россыпного золота р.Маят, правого притока р.Анабар. В пределах территории на уровне современного эрозионного среза развиты терригенно-карбонатные и вулканогенные образования кембрия, перми, триаса, а также комплексы рыхлых четвертичных отложений (рис. 1). В анабарской свите среднекембрийского возраста преобладают доломиты мелко-среднезернистые, серые, желтовато-серые с массивной иногда строматолитовой текстурой. В верхнем течении р.Маят дренирует нижнепермские отложения, сложенные в основном песчаниками, в подчиненном количестве тонкослоистыми алевролитами, изредка встречаются конгломераты и гравелиты. Раннетриасовые вулканогенные образования, слагающие туфолововую толщу, прослеживаются в северо-восточной части района, где они с разрывом перекрывают нижнепермские отложения. Плиоцен-нижнечетвертичные образования приурочены к поверхностям водоразделов и являются реликтами покровных отложений, сложенных песчаниками и супесчаными породами, содержащими гальку кремней, кварца, кварцитов, кварцевых песчаников и щебенку подстилающих пород. На изученной площади широко развиты ранне-средне-четвертичные, средне-позднечетвертичные, позднечетвертичные отложения, сформированные в эпохи каргинского и зырянского оледенений и современные озерно-болотные и аллювиальные образования. Следует отметить, что на поверхности песков ранне-среднечетвертичного возраста часто наблюдаются плащеобразные скопления гальки, обусловленные естественным оловым обогащением [1]. По гранулометрическому составу пески отличаются незначительным количеством глинистого материала (не более 5%), что характерно для оловых отложений. В них встречаются алмазы и мелкое золото.

История геологического развития района представляется следующим образом. В среднекембрийскую эпоху существовал неглубокий морской бассейн. Примерно с силура до ранней перми район испытывал медленные восходящие движения, что подтверждается данными аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000. Так, в районе нижнего течения р.Маят установлена Маятская положительная аномалия северо-западного простирания, отражающая струк-

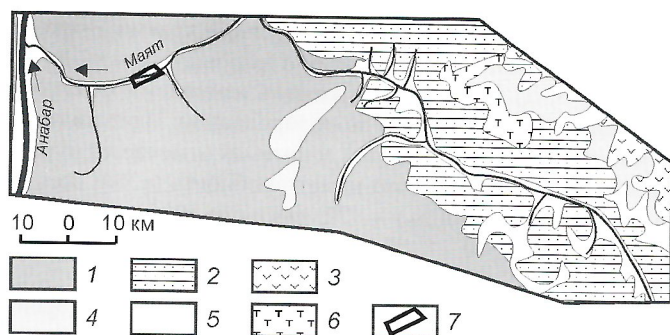


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна р.Маят:

1 — кембрийские отложения, Е; 2 — пермские толщи, Р; 3 — раннетриасовые вулканогенные образования, Т; 4 — неоген-нижнечетвертичные песчаники с гальками, Н; 5 — четвертичные отложения, Q; 6 — трапповые интрузии триасового возраста, Т; 7 — контур участка р.Маят

туру кристаллического фундамента. В результате восходящих движений раннекембрийские и силурийские породы были размыты, произошло выравнивание рельефа и сформировалась пологая равнина, покрытая корой выветривания, образованной на среднекембрийских отложениях. К началу позднепермской эпохи происходит подъем областей размыва. В начале палеогена территория испытала общий подъем, затем относительно устойчивое поднятие территории возникло в миоцене и плиоцене с образованием обширной поверхности выравнивания, на которой сформировались континентальные отложения четвертичного возраста различного генезиса. Образование четвертичных отложений связано в основном с каргинской и зырянской эпохами оледенения в условиях холодного сухого климата, когда интенсивно проявились эоловые процессы, которые отразились на морфологических особенностях россыпного золота.

Общая фоновая россыпная золотоносность района 10—20 мг/м³, на отдельных участках до 200 мг/м³. Золото установлено в аллювии современного русла и террас, в водораздельных галечниках, а также в базальных горизонтах пермского возраста [1].

Изучение типоморфных особенностей россыпного золота бассейна р.Маят проводилось по коллекции, собранной при отборе крупнообъемных проб на алмазы ОАО «Алмазы Анабара» в течение 2000—2003 гг.

Анализ гранулометрического состава золота (27 г) россыпи р.Маят, представленный на рис. 2, А, показал, что металл представлен следующими фракциями (в %): +2 мм — 6,7 (1803 мг); 1—2 мм — 59 (16115 мг); 0,5—1 мм — 10,8 (2924 мг); 0,25—0,5 мм — 14 (3797 мг); 0,1—0,25 — 7 (1929 мг); -0,1 мм — 2,5 (355 мг). Максимальный размер золотин составляет 5 мм. Преобладание крупного металла размером >1 мм, нехарактерного для восточной части Сибирской платформы, связано со спецификой извлечения алмазов. При опробовании фракция <1 мм отсеивается и сбрасывается в хвосты, в которых по нашим данным и данным предшествующих исследователей содержится золото мелкой фракции 0,1—0,25 мм, являющейся россыпеобразующей для этого региона.

При изучении морфологии золота, проводившегося по фракциям, установлено, что оно представлено в основном эоловым (около 70%) типом [3]. Золото фракции +2 мм

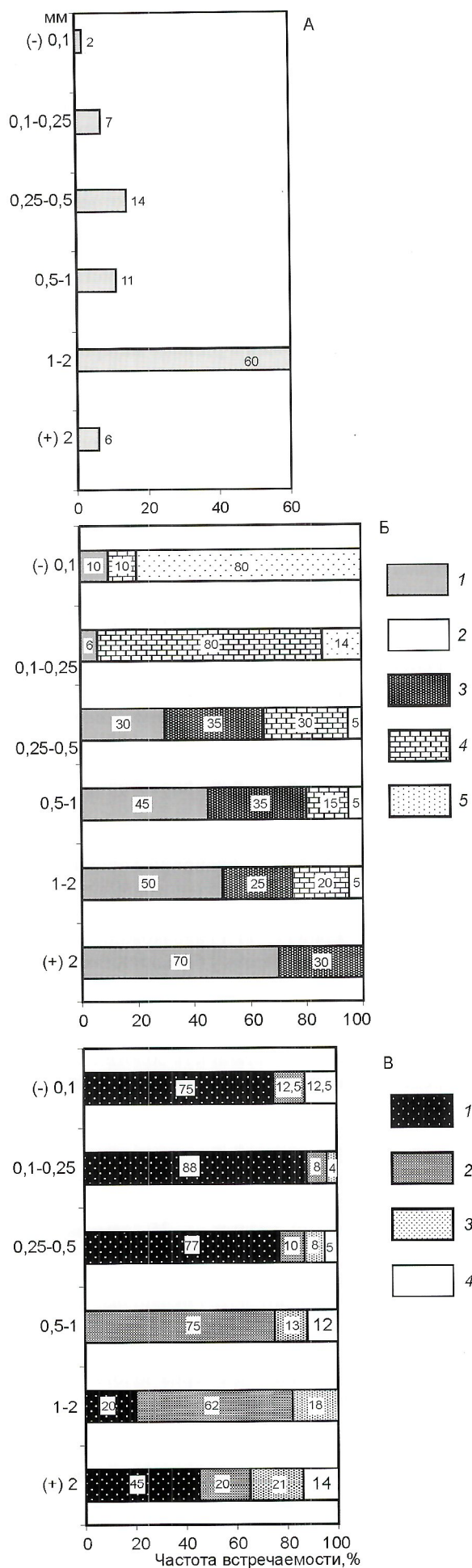
имеет комковидную (50%), таблитчатую (30%) и комковидную с округлыми выступами (20%) формы, с характерной для эолового преобразования пленочно-волокнистой поверхностью (см. рис. 2, Б). На комковидных золотинах выступы округлые, в виде «обсосанных леденцов» (рис. 3, А), поверхность ямчато-бугорчатая с пленочно-волокнистыми фрагментами завальцевания, особенно на выступах. Единичные зерна имеют отполированную поверхность. Цвет золотин изменяется от соломенно-желтого до темно-желтого. Наряду с хорошо обработанными золотинами с признаками эолового воздействия, присутствуют золотины средней и слабой обработанности с ямчато-бугорчатой поверхностью и отпечатками вдавливания минералов с пелитовым и ржавым материалом в западинах. Следовательно, металл поступал из золотоносных коллекторов, преобразованных в дальнейшем в четвертичное время в эоловых условиях. Золото имеет в основном пробность (в %): весьма высокую (950—1000‰) — 45, среднюю (800—899‰) — 20, относительно низкую (700—799‰) — 21 и низкую (600—699‰) — 14 (см. рис. 2, В).

Золото фракции 1—2 мм представлено преимущественно формами (в %): комковидными 50, таблитчатыми с завальцованными краями 25, пластинчатыми с валиком по периферии 20 (см. рис. 3, Б) и палочковидными с округлыми концами 5 (см. рис. 2, Б). Преобладает поверхность золота ямчато-бугорчатая, у 10% — отполированная в эоловых условиях. Цвет соломенно-желтый, темно-желтый. Окатанность золотин средняя. По химическому составу золото характеризуется пробностью (в %) весьма высокой (950—1000‰) — 20, средней (800—899‰) — 62 и относительно низкой пробой (700—799‰) — 18 (см. рис. 2, В).

Во фракции 0,5—1 мм преобладают золотины комковидной формы (80%) с пленочно-волокнистой поверхностью и таблитчатой с завальцованными краями (см. рис. 3, В). Также отмечается золото пластинчатой формы с валиком по периферии (15%) и палочковидной с округлыми концами (5%). Поверхность у большинства золотин ямчато-бугорчатая, некоторые (до 20%) имеют отполированную поверхность. Цвет от соломенно-желтого до темно-желтого, встречаются единичные золотины с бурым налетом на поверхности. Окатанность золотин средняя. Золото представлено пробностью (в %) весьма высокой (950—1000‰) — 63,5, высокой (900—950‰) — 12,5, средней (800—899‰) — 13 и относительно низкой (700—799‰) — 12 (см. рис. 2, В).

По морфологическим особенностям золото фракции 0,25—0,5 мм характеризуется формами (в %): таблитчатыми с завальцованными краями — 35, комковидными с округлыми выступами с пленочно-волокнистой поверхностью — 30 (см. рис. 3, Г), пластинчатыми с валиком по периферии — 30, отмечаются палочковидные около 4 и то-роидальные формы до 1. Поверхность золотин тонкошагреневая, шагреневая, иногда грубошагреневая. Цвет желтый, темно-желтый, единичные зерна золота имеют красноватый оттенок или бурый налет. Пробность (в %) золота главным образом весьма высокая (950—1000‰) — 64, высокая (900—950‰) — 13, средняя (800—899‰) — 10, относительно низкая (700—799‰) — 8 и низкая (600—699‰) — 5 (см. рис. 2, В).

Золото фракции 0,1—0,25 мм представлено преимущественно формами (в %): пластинчатыми с валиком по пери-



ферии — 80, комковидными с округлыми краями — около 6 (см. рис. 2, Б), тороидальными и шаровидными — до 14 (см. рис. 3, Д). Поверхность золотин изменяется от грубошагреновой и шагреновой до полированной. Цвет желтый, темно-желтый. На некоторых золотинах отмечается бурый налет в западинах. Золото имеет пробность (в %): весьма высокую (950—1000%) — 72, высокую (900—950%) — 16, среднюю (800—899%) — 8 и относительно низкую (700—799%) — до 4 (см. рис. 2, В).

Золото фракции —0,1 мм в основном шаровидной и тороидальной форм — до 80% (см. рис. 3, Е), в подчиненном количестве комковидной и пластинчатой, с валиком по периферии (около 20%). Поверхность золотин шагреновая, часто наблюдается бурый налет. Золото характеризуется преимущественно пробностью (в %): весьма высокой (950—1000%) и высокой (900—950%) до 75, средней (800—899%) и низкой (600—699%) — по 12,5 (см. рис. 2, В).

Таким образом, в средних и крупных фракциях от 0,5—1 до +2 мм преобладает золото комковидной и таблитчатой форм с признаками золотой обработки. В мелких фракциях (0,25—0,5 мм) соотношение золота комковидной, таблитчатой и пластинчатой форм с признаками золотой обработки практически одинаковое, золото во фракции 0,1—0,25 мм в основном пластинчатой формы с тонким валиком по периферии. В весьма мелкой фракции (—0,1 мм) резко преобладают тороидальные и шаровидно-массивные образования. В целом исследуемое золото относится к золотому типу, о чем свидетельствует присутствие типично тороидального и массивно-шаровидного золота, наличие валиков по периферии у пластинчатых форм, пленочно-волоконистая поверхность, фрагменты завальцевания краев и выступов на поверхности золотин, сглаженность выступов комковидных золотин в виде «обсосанных леденцов» и т.д. Однако наряду с типично золотыми признаками обработки на золотинах отмечаются сохраненные фрагменты грубошагреновой поверхности, свидетельствующие о поступлении металла из промежуточных коллекторов, возможно пермского возраста, и водораздельных галечников плиоценового.

По химическому составу золото фракции <1 мм характеризуется пробностью в основном высокой (900—1000%) до 70%, а во фракции 1—2 мм и более преобладает среднепробное золото до 70%. Высокопробное золото дает основание предполагать, что оно поступило из древних докембрийских отложений, что подтверждается нашими данными по химическому составу золота из кварцево-карбонатных жил протерозойского возраста и древних отложений бассейна р. Экип [2]. Вместе с тем, в крупной фракции выявлено более 60% Au средней и низкой пробности, что свидетельствует о наличии в данном районе более молодых источников, возможно, мезозойского возраста.

Выявление золота с признаками золотой обработки в современных аллювиальных отложениях позволяет

Рис. 2. Типоморфные особенности россыпного золота р.Маят:

А — гранулометрический состав россыпного золота; Б — морфология золота по фракциям: 1 — комковидное, 2 — таблитчатое, 3 — пластинчатое, 4 — палочковидное, 5 — шаровидно-пустотелое и тороидальное; В — пробность золота по фракциям (в %): 1 — 900—1000, 2 — 800—899, 3 — 700—799, 4 — 600—699

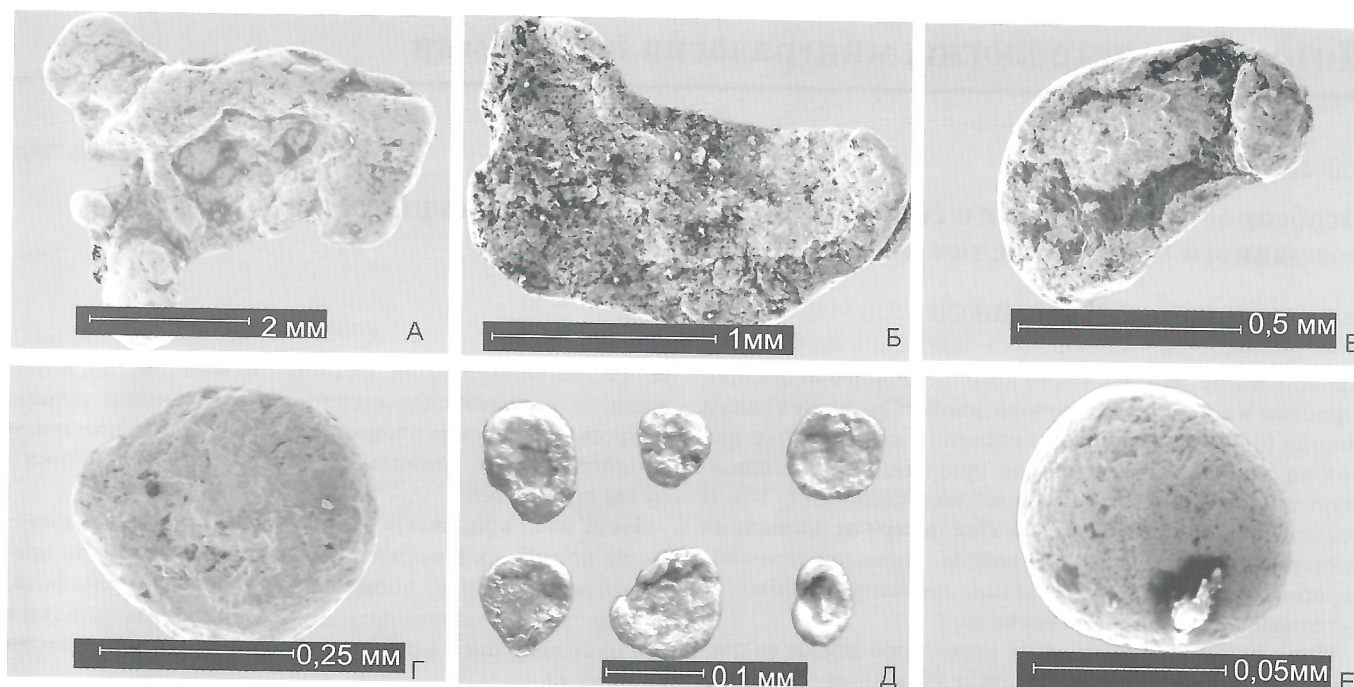


Рис. 3. Морфологические особенности россыпного золота р.Маят:

А — комковидное с округлыми выступами в виде «обсосанных леденцов»; Б — пластинчатое с тонким валиком по периферии; В — таблитчатое с заваљцованными выступами; Г — комковидное с пленочно-волокнистой поверхностью; Д — золотины тороидальной формы; Е — шаровидное-пустотелое золото с пленочно-волокнистой поверхностью

предполагать, что россыпные проявления золота р.Маят сформировались в зырянскую и каргинскую эпохи оледенения. Присутствие золота с признаками вдавливания минералов вмещающих пород свидетельствует о том, что данный металл поступил в русловые отложения из древних золотоносных коллекторов докембрийского, пермского и водораздельных отложений плиоценового возрастов. Обнаружение во фракциях <1 мм более 70% высокопробного золота свидетельствует, что основная его часть поступила из докембрийских коллекторов в промежуточные коллекторы пермского возраста, а затем в четвертичные отложения. Содержание низкопробного золота до 60% в крупных фракциях >1 мм свидетельствует о поступлении металла из рудных источников, связанных с более молодой тектоно-магматической активизацией, вероятно, мезозойского возраста.

Работа выполнена в рамках гранта президента РФ № НШ-2082.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борщева Н.А.* Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000 (Лист R-50-I, II — серия Оленёкская). — Москва, 1972.
2. *Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.* Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р.Экит (Юго-восток Оленекского поднятия) // *Отечественная геология*. 2004. № 6. С. 3—6.
3. *Филиппов В.Е., Никифорова З.С.* Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229—1232.
4. *Филиппов В.Е., Никифорова З.С.* Формирование россыпей золота при воздействии эоловых процессов. — Новосибирск: Наука, 1998.
5. *Толстов А.В.* Перспективы золотоносности Анабарской антеклизы // *Вестник Госкомгеологии*. 2002. № 1(2). С. 44—49.
6. *Шпунт Б.Р.* Стратиграфия и золотоносность протерозойских и вендских отложений северо-востока Сибирской платформы // *Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР*. — Якутск, 1971. Вып. 19. С. 175—187.
7. *Шпунт Б.Р.* Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1974. № 9. С. 77—78.

Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис

О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, Ю.П.БАРАШКОВ

Кривогранные алмазы уральского типа широко распространены в россыпных месторождениях Среднего Урала и Якутии [3, 4]. Их изучение не привело к единой точке зрения на первичную эндогенную природу, способствовавшую транспортированию данных образований [7, 10]. В полной мере это относится и к кристаллам из россыпных месторождений Эбеляхского района, коренной источник которых, несмотря на многолетние поисковые работы, не установлен до настоящего времени.

При изучении кривогранных кристаллов алмаза из россыпного месторождения Ичетью (Средний Тиман) и флюидизатно-эксплозивных брекчий Среднего Урала на поверхности кристаллов установлены пленки и примазки, состоящие из разнообразных первичных и вторичных минералов [5, 6, 11]. Их видовое разнообразие позволило авторам обосновать лампроитовый [5] и флюидизатно-эксплозивный [11] генезис коренных источников этих алмазов.

Объектом исследований авторов являлись пленки и примазки на кривогранных кристаллах из россыпного месторождения р.Эбелях. Было изучено 29 кристаллов из коллекции Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН с целью выяснения видового разнообразия пленок и обоснования генезиса коренного источника алмазов. Изученные кристаллы относятся к I ($n=21$) и II ($n=8$) разновидностям по минералогической классификации Ю.Л.Орлова [9]. Первая разновидность представлена бесцветными, коричневыми, коричнево-желтыми, желто-коричневыми и желтыми додекаэдрами. Как правило, они в различной степени искажены по оси L_3 . На кристаллах часто отмечаются линии пластических деформаций и редко сноповидная или занозистая штриховка. Иногда на участках поверхности кристаллов наблюдаются каплевидные холмики, черепитчатая, черепитчато-шестоватая и леденцовая скульптуры. Вторая разновидность состоит из коричнево-желтых и желто-коричневых кубоидов, в отдельных случаях слабо искаженных, часто с блоковой структурой и штриховкой. На кристаллах обеих разновидностей присутствуют немногочисленные впадины в виде тетрагонов, гексагонов и обратнопараллельных тригонов. Алмазы незначительно корродированны, имеют небольшие каверны и каналы травления, иногда пронизывающие периферийную зону. Для них характерны трещины, расположенные в большинстве случаев в приповерхностных и периферийных, реже промежуточной и центральной зонах. Поверхность и ребра у части образцов могут быть в разной степени матированы. Масса кристаллов — 49,9—248,9 мг.

На всех изученных алмазах встречены кремнийсодержащие пленочные образования с ровной поверхностью, четкими контурами и покрывающими не $>1\%$ поверхности граней кристалла. Их размер не превышает 10 мкм и толь-

ко в единичных случаях достигает 30 мкм (рис. 1), а толщина по всей площади выдержана и составляет первые микроны. Сцепление пленок с кристаллом плотное, о чем свидетельствует стабильное поведение электронного пучка при анализе.

На 22 из 29 кристаллов обнаружены примазки, покрывающие не $>3\%$ их поверхности. Форма примазок, как правило, неправильная, поверхность неровная, рельефная, размер также не превышает 30 мкм. Примазки находятся как на гранях, так и в отрицательных формах поверхности кристаллов.

Первоначально после напыления углеродом все кристаллы были изучены под микроскопом рентгеноспектрального микроанализатора «Camebax-micro» при увеличении 300. Пленки отчетливо диагностировались за счет интерференционного эффекта при освещении образца. С помощью бездисперсионного энергетического спектрометра «Kevex» был получен качественный состав этих образований на всех кристаллах. Детальное изучение 9 кристаллов алмаза проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Superprobe JXA-8800R с энергодисперсионной приставкой «Link». В результате был получен полуколичественный состав силикатных пленок (табл. 1). По преобладанию основных компонентов-оксидов выделены пленки следующих составов: SiO_2+MgO ; $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{MgO}\pm\text{FeO}$; $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{K}_2\text{O}\pm\text{MgO}\pm\text{Na}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}\pm\text{Na}_2\text{O}\pm\text{FeO}$; $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$, SiO_2 . Толщина изученных образований не позволила получить для них количественные анализы, что обусловило значительный разброс сумм компонентов. В разных точках химические составы пленок характеризуются выдержанным соотношением основных компонентов, что подтверждает их гомогенное строение (см. табл. 1, анализы 6, 7, 31, 32; рис. 1, Б, Д). В ряде случаев отмечается незначительное присутствие SO_2 , а также Cl (до 0,4%). Наиболее распространены на кристаллах как I, так и II разновидностей пленки состава SiO_2+MgO . При этом соотношение двух основных компонентов в целом выдержано. Также часто на кристаллах I и II разновидностей встречаются пленки состава $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}\pm\text{Na}_2\text{O}\pm\text{FeO}$, для которых, с учетом дефицита сумм компонентов, характерны необычно высокие содержания K_2O и (или) Na_2O . Для пленок этой группы свойственны вариации концентраций основных оксидов (см. табл. 1). Поликомпонентные пленки остальных групп выделяются большими колебаниями содержаний оксидов. Для кремнийсодержащих пленок состава $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{K}_2\text{O}$ характерны необычные высокие содержания TiO_2 и K_2O (см. табл. 1, анализы 27, 28). Иногда встречаются пленки, сложенные только SiO_2 (см. табл. 1, анализы 42—44). Следует отметить минимальное присутствие среди основных компонентов CaO. В точках

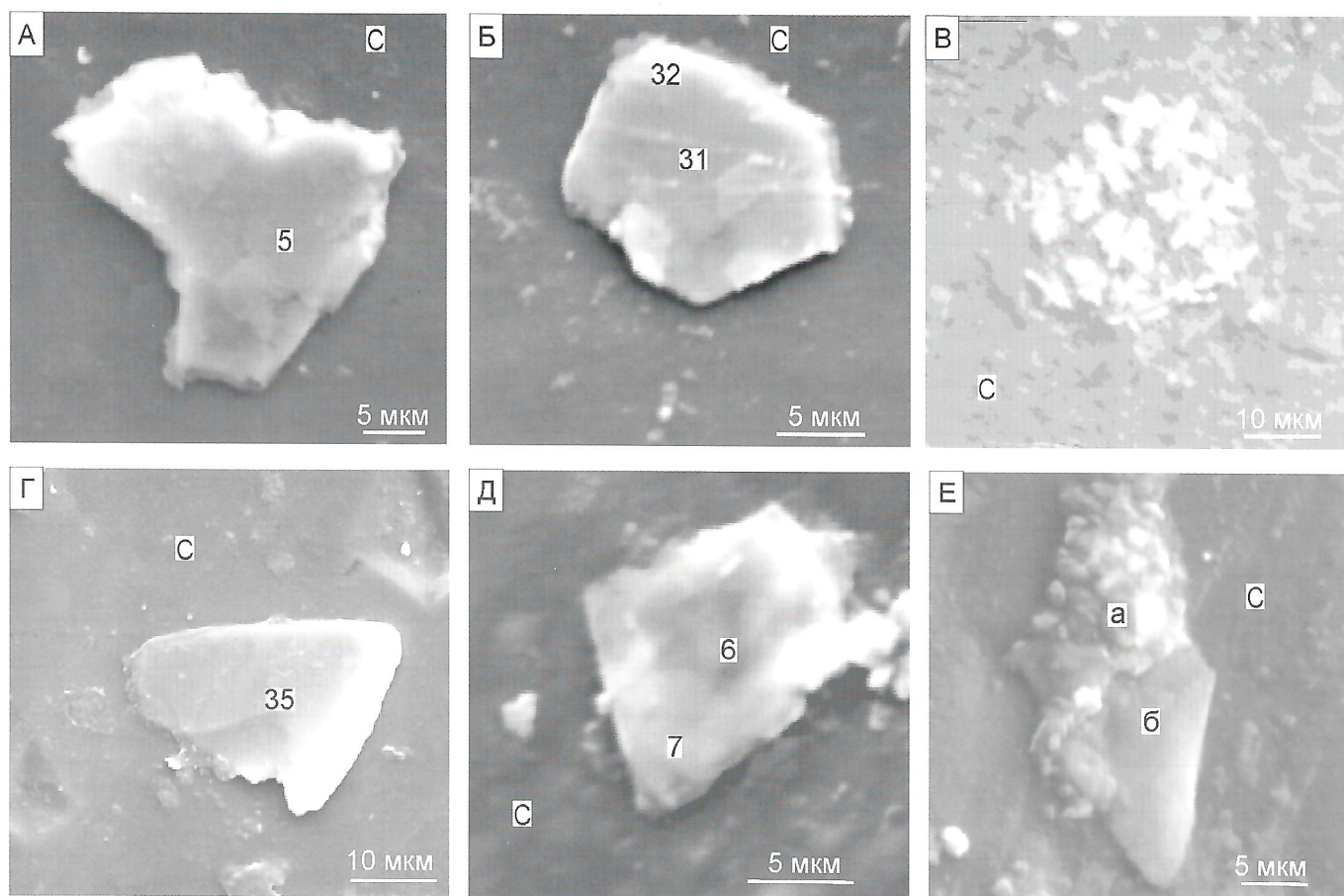


Рис. 1. Силикатные пленки и кристаллы хлоридов на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях:

пленка состава: А — SiO_2+MgO (см. табл. 1, ан. 5), Б — $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (см. табл. 1, ан. 31, 32); В — агрегат скелетных кристаллов галита и сильвина; пленка состава: Г — $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (см. табл. 1, ан. 35), Д — SiO_2+MgO (см. табл. 1, ан. 6, 7); Е — примазка, сложенная кристаллами сильвина и галита (а) и агрегатом галита и фазы состава SiO_2+MgO (б)

анализа пленки не разрушаются, что может быть обусловлено отсутствием в их составе H_2O и (OH) . Это наряду с высоким содержанием щелочей в отдельных кремнийсодержащих пленках косвенно указывает на эндогенную природу данных образований. Таким образом, химический состав пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях разнообразен. В тоже время наиболее часто встречаются пленки с выдержанными соотношениями основных компонентов-оксидов: SiO_2+MgO и $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}\pm\text{Na}_2\text{O}\pm\text{FeO}$.

Примазки также хорошо устанавливались оптически за счет неровной, рельефной поверхности. Они изучались только с помощью бездисперсионного энергетического спектрометра «Кевекс». Примазки или простого, или, как правило, сложного полифазного состава. Примазки простого состава представлены или сильвином, или смесью хлоридов К и Na (табл. 2). Иногда минералы образуют скелетные кристаллы типа снежинок, или друзовый микроагрегат (см. рис. 1, В, Е). Редко встречаются однофазные примазки, сложенные сульфидом железа или кремнеземом. В остальных случаях они представляют собой тонкую смесь хлоридов, сульфатов и кремнийсодержащих фаз. По преобладанию упомянутых фаз условно можно выделить 5 групп примазок: 1) образования, основные компоненты которых Cl, K и Na, иногда в подчиненном количестве присутствуют Ca и S (см. табл. 2), что может сви-

детельствовать о появлении в таких агрегатах сульфатов кальция. Соотношение K и Na может быть различным, и обусловлено это преобладанием либо галита, либо сильвина; 2) примазки, основными фазами которых являются хлориды, но вместе с ними в незначительных количествах присутствуют кремнийсодержащие образования, в которых имеются SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO и TiO_2 . Присутствуют ли в данной группе K_2O и Na_2O , установить невозможно из-за высокого содержания в микроагрегатах хлоридов этих металлов; 3) примазки, основные фазы которых сложены SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO и K_2O , а второстепенные — хлоридами и сульфатами; 4) агрегаты редко встречающиеся, их главные составляющие — сульфаты Ca и Fe. Кремнийсодержащие образования ($\text{SiO}_2+\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{FeO}+\text{K}_2\text{O}$) в этом случае являются примесными; 5) примазки простые по составу: в одном случае это микронное выделение сульфида железа, расположенное в глубине каверны, в другом — единственным установленным компонентом является SiO_2 . Таким образом, в значительной части примазок присутствуют фазы, сложенные теми же компонентами, что и пленки: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , и K_2O .

Пересчет химических составов не позволил идентифицировать пленки в качестве минералов, следовательно, можно предположить их расплавленную природу. Полученные химические составы характеризуются значительным

1. Полуколичественный химический состав силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях

Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Образец; разновидность [6]
<i>Пленки состава SiO₂+MgO</i>										
1	32,5			0,64	17,02				0,11	6067-1; I
2	49,09		0,32	0,6	24,53	0,2		0,3	0,27	6067-3; I
3	50,16		0,38	0,41	26,03					6067-6; I
4	56,4		0,28	0,47	29,61					6067-8; I
5	37,42		0,09	0,39	18,76				0,11	6069-6; I
6	20,93		1,08	1,24	11,27	0,38	0,08	0,22	0,44	6072-1; II
7	30,68		1,42	1,77	16,37	0,35	0,01	0,27	0,38	6072-2; II
8	5,72			0,1	2,98					6072-3; II
9	56,26			0,45	27,95					6072-5; II
10	52,74			0,57	24,9				0,02	6073-1; I
11	21,14			0,14	11,22					6073-13; I
12	21,99		0,37	0,1	12,03		2,1		0,27	6101-8; II
13	26,16		0,57	0,28	12,67		0,17		0,2	6101-10; II
14	14,7			0,28	8,3		1,88	0,1	0,27	6101-14; II
15	9,85			0,13	4,78	0,26	1,03	0,12	0,45	6108-4; I
<i>Пленки состава SiO₂+Al₂O₃+MgO±FeO</i>										
16	20,11		13,99	2,07	19,59					6069-2; I
17	28,04		7,3	1,83	18,99					6073-6; I
18	10,65		7,53	10,37	4,08	0,1		0,25	0,1	6108-10; I
<i>Пленки состава SiO₂+Al₂O₃+FeO+K₂O±MgO±Na₂O±TiO₂</i>										
19	20,58	1,12	11,48	9,6	7,95	0,68	1,53	2,32	0,08	6001-11; II
20	20,1	1,29	10,05	11,75	6,15	1,48	0,54	1,98	0,44	6072-7; II
21	20,19	0,87	8,75	11,45	4,57			1,49	0,11	6077-5; I
22	28,44	0,66	17,01	15,38	1,61	0,68	0,26	3,45	1,01	6101-4; II
23	7,55	0,72	5,35	9,49		0,1		1,76	0,1	6102-1; II
24	7,54	0,65	4,89	9,89				1,83	0,24	6102-2; II
25	55,63	0,41	9,8	5,86	3,04	0,85	2,79	3,67	0,52	6108-7; I
26	11,35		9,35	12,15	5,89	0,34	0,75	1,01	0,24	6108-9; I
<i>Пленки состава SiO₂+Al₂O₃+TiO₂+K₂O</i>										
27	13,18	10,11	9,37	1,12			0,24	3,02	0,14	6073-3; I
28	19,85	14,37	14,09	1,81		0,1	0,27	4,54	0,18	6102-11; I
<i>Пленки состава SiO₂+Al₂O₃+K₂O±Na₂O±FeO</i>										
29	25,16	0,08	12,77	1,16	1,13	0,09	0,26	4,43	0,14	6001-12; II
30	25,35	0,07	16,14	0,65	0,29		0,36	4,86	0,14	6069-4; I
31	10,79	0,12	7,14	0,51			0,33	2,34	0,1	6073-14; I
32	9,81	0,19	6,54	0,4	0,09		0,5	1,97	0,1	6073-15; I

Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Образец; разновидность [6]
34	26,55	0,4	14,58	1,51	1,2			4,37	0,32	6101-9; II
35	15,05	0,07	10	0,65			0,4	2,9	0,06	6001-10; II
36	23,01	0,25	11,01	1,85	0,9	0,1	1,3	4,66		6102-8; II
37	31,04	0,2	22,41	0,68		0,06	4,53	7,41	0,1	6069-5; I
38	56,3		15,9	1,77		0,37	10,77	0,25	0,13	6073-9; I
39	12,54	0,08	8,48	1,06			1,56	1,93		6101-11; II
<i>Пленки состава SiO₂+Al₂O₃</i>										
40	44,59		34,01	0,4			0,06	0,42		6069-7; I
41	9,79		6,7				0,04		0,25	6073-4; I
<i>Пленки состава SiO₂</i>										
42	93,42			0,21	2,8		0,34			6067-2; I
43	82,74	0,2	0,22	0,28			0,3			6067-11; I
44	67,79	0,09		0,08	0,08		0,01		0,2	6073-11; I

разбросом петрогенных компонентов и не имеют аналогов среди магматитов. Такие необычные и разнообразные химические составы микровыделений стекол возможны при их образовании за счет явлений кавитации [8]. Данный процесс обуславливает появление высоких температур в локальных точках, возникающих в потоке гетерогенизированных флюидов при резкой смене градиентов давления. Механизм возможности роста природных кристаллов алмаза в кимберлитовом расплаве впервые объяснил Э.М. Галимов [2]. М.И.Новгородова с соавторами [8] явлениями кавитации объясняет появление алюмосиликатных стекол, состоящих микросферул и фрагменты пленок на микросферах рудных минералов в золоторудных месторождениях. В данном случае алюмосиликатные стекла по химическому составу отличаются от пород, вмещающих золотокварцевые руды, и не соответствуют известным составам каких-либо магматических пород. Для них также характерны широкие изменения составов, высокие содержания щелочей и постоянное присутствие на поверхности микросферул налетов и скоплений солей, содержащих K, Ca, Fe с легандами Cl, S, P (хлориды, сульфаты, фосфаты).

Проведенные расчеты [8] показали возможность появления кавитационных процессов, обусловивших микровзрывные явления газов, приводящие к диспергированию и локальному разогреву вещества даже в относительно низкотемпературных гидротермальных системах. Таким образом, несмотря на различия в химическом составе алюмосиликатных стекол из золоторудных месторождений и пленок (примазок), установленных на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях для них существуют некоторые общие закономерности: разнообразие составов, высокие содержания щелочей и присутствие в ассоциации с ними разнообразных солей.

Сравнение обсуждаемых данных с неопубликованными материалами по кристаллам алмаза из кимберлитовых трубок Удачная, Айхал и Мир показывает, что на поверхности кривогранных кристаллов из россыпного месторождения

Эбелях количество и химическое разнообразие пленок значительно больше. Следовательно, можно предположить, что эндогенная система, транспортировавшая кривогранные кристаллы, в большей степени подвержена кавитационным явлениям, т.е. она была более флюидонасыщенной.

Однотипность установленных пленок на I и II разновидностях кристаллов алмаза позволяет предположить, что они имеют один коренной источник. Гладкая поверхность минеральных пленок на кристаллах алмаза свидетельствует о незначительном переносе кристаллов от коренного источника. В этом случае механический износ кристаллов может быть обусловлен особенностями транспортировки во флюидонасыщенной системе из верхней мантии. Флюидонасыщенный субстрат, транспортирующий алмаз, содержал ультраосновное вещество (пленки состава SiO₂+MgO и SiO₂+Al₂O₃+MgO), значительное количество разнообразного по составу корового материала (пленки состава SiO₂+Al₂O₃+FeO+K₂O±MgO±Na₂O; SiO₂+Al₂O₃+TiO₂+K₂O; SiO₂+Al₂O₃—K₂O±Na₂O±FeO; SiO₂—Al₂O₃ и SiO₂), а также пироп, хромшпинель, пикроильменит, циркон, установленные в этих же россыпях.

При изучении гранатов и хромшпинелей из аллювиальных алмазоносных отложений р.Маят (Эбеляхская алмазоносная площадь) установлены особенности, позволяющие предположить, что их появление в россыпях не связано с кимберлитовыми породами. Так, в шлиховых пробах установлены пиропы лерцолитового парагенезиса и альмандины корового происхождения, а гранаты мантийных эклогитов отсутствуют (рис. 2), что нехарактерно для гранатов кимберлитовых пород и аллювиальных отложений рек, протекающих в пределах кимберлитовых полей, в которых минерал Е-типа присутствует постоянно. По соотношению Cr/Cr+Al—Fe²⁺/Fe²⁺+Mg (рис. 3), изученные хромшпинели в целом находятся вне полей минерала из кимберлитовых пород и содержащихся в них ксенолитов

2. Распространенность примазок на кристаллах алмаза россыпного месторождения Эбелях

Ана- ли- зы	Образец; разновид- ность [6]	I	II	III	IV	V
1	6001; II	Cl+K; S+Ca; Cl+K+Na+S	Cl+Ca+K+Na; SiO ₂ +Al ₂ O ₃			Fe+S
2	6002; I		Cl+K+Na; S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ ; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+FeO; Cl+Ca+K		
3	6004; I		Cl+K+Na; SiO ₂	SiO ₂ ; Cl+K+Na		
4	6006; II	Cl+K+Na+S	Cl+K+Na; S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂	SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ ; Cl		
5	6011; II	Cl+K+Na	Cl+K+Na; S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO; Cl+Ca+K+Na; SiO ₂			
6	6015; I		Cl+K+Na; S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +TiO ₂			
7	6051; I			SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO+K; S+Ca		
8	6054; I		Cl+Ca+K+Na; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO+TiO ₂ ; Cl+S+Ca		
9	6056; I		Cl+K+Na; SiO ₂			
10	6060; I		Cl+K+Na+S; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO; Cl+K; S+Ca		
11	6066; I	Cl+K+Na	Cl+K+Na+S; SiO ₂ +Al ₂ O ₃	SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ +CaO; Cl	S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+FeO+K ₂ O+Na ₂ O	SiO ₂
12	6067; I	Cl+K+Na			S+Ca; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +MgO+FeO+K ₂ O	
13	6069; I	Cl+K+Na				
14	6070; I	Cl+K±Na±S				
15	6073; I	Cl+K+Na±S				
16	6077; I	Cl+K+Na				
17	6079; I		Cl+Ca+K+Na; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO	SiO ₂ +FeO; Cl+K+Na		
18	6089; II			SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO+TiO ₂ +Na ₂ O+ K ₂ O; SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +FeO+K ₂ O		
19	6092; I		Cl+K+Na; SiO ₂ +Al ₂ O ₃			
20	6101; II	Cl+K				
21	6107; I	Cl+K				
22	6108; I	Cl+K				

мантийных пород. Большинство точек составов на графике расположены компактно вне полей хромшпинелей установленных парагенезисов и лишь частично попадают в поле минерала «курунгского типа» [1], также не имеющего установленного коренного источника. Данная особенность хромшпинелей из аллювиальных алмазоносных отложений р.Маят косвенно указывает на возможность су-

ществования для них одного источника несвязанного с кимберлитовыми породами.

Все установленные кремнийсодержащие пленки — постгенетические по отношению к алмазу и не отражают условия его кристаллизации. Однако особенности химического состава и эндогенный генезис, по крайней мере, большинства пленок, а также видовой набор гранатов и

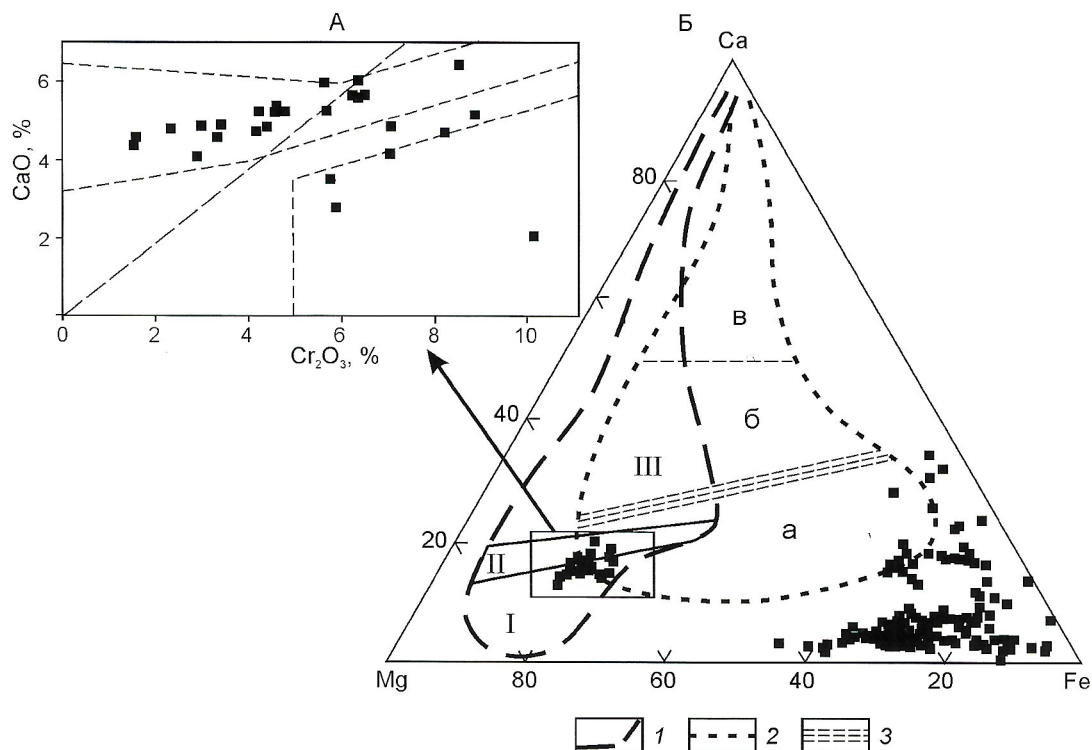


Рис. 2. Состав гранатов из аллювиальных отложений р.Маят:

диаграммы: А — CaO—Cr₂O₃; поля гранатов по [13]; Б — Mg—Ca—Fe; поля составов гранатов: I — гарцбургит-дунитового, II — лерцолитового, III — верлитового парагенезисов; эклогиты: а — биминеральные, б — дистеновые; в — гросспидиты; парагенезисы в кимберлитах: 1 — ультраосновные, 2 — эклогитовые; 3 — область перехода между биминеральными и дистеновыми эклогитами; поля гранатов по [1]

химические особенности хромшпинелей, сопутствующих кривогранным кристаллам Эбеляхского алмазоносного района, позволяют предположить, что флюидонасыщенная среда-транспортер изученных алмазов может иметь некимберлитовую природу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2001.
- Галимов Э.М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 22—37.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы // Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1994.
- Кухаренко А.А. Алмазы Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
- Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютоев В.П. и др. Алмазы Среднего Тимана. — Сыктывкар: Геопринт, 1999.
- Макеев А.Б., Макеев Б.А. Новые данные об алмазах и минералах-спутниках Тимана. — Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 2000.
- Милашев В.А. Морфотипы кристаллов и проблемы коренных источников алмаза в Европейской части России // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 235—237.
- Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. и др. Микросферы алумосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия. 2003. № 1. С. 83—93.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1973.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом коренном источнике алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90—93.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И. и др. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. — Сыктывкар: Геопринт, 2004.
- Mitchell R.H. Kimberlites mineralogy, geochemistry, and petrology. — New York: Plenum Press, 1986.
- Sobolev N.V., Lavrentiev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrom-rich garnet from the kimberlites of Yakutia and their petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 40. P. 39—52.

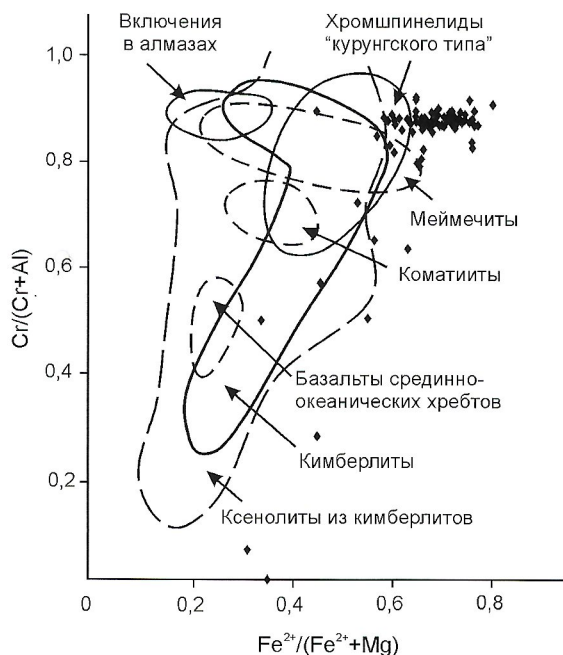


Рис. 3. Диаграмма Cr/(Cr+Al)—Fe²⁺/Fe²⁺+Mg для хромшпинелидов из аллювиальных алмазоносных отложений р.Маят. Поля хромшпинелидов по [1, 12]

Новый метод наблюдения картины фотолюминесценции природного алмаза со слабым визуально недоступным свечением

А.Е.МОЛОТКОВ, В.А.КОТЕГОВ, А.Д.ПАВЛУШИН

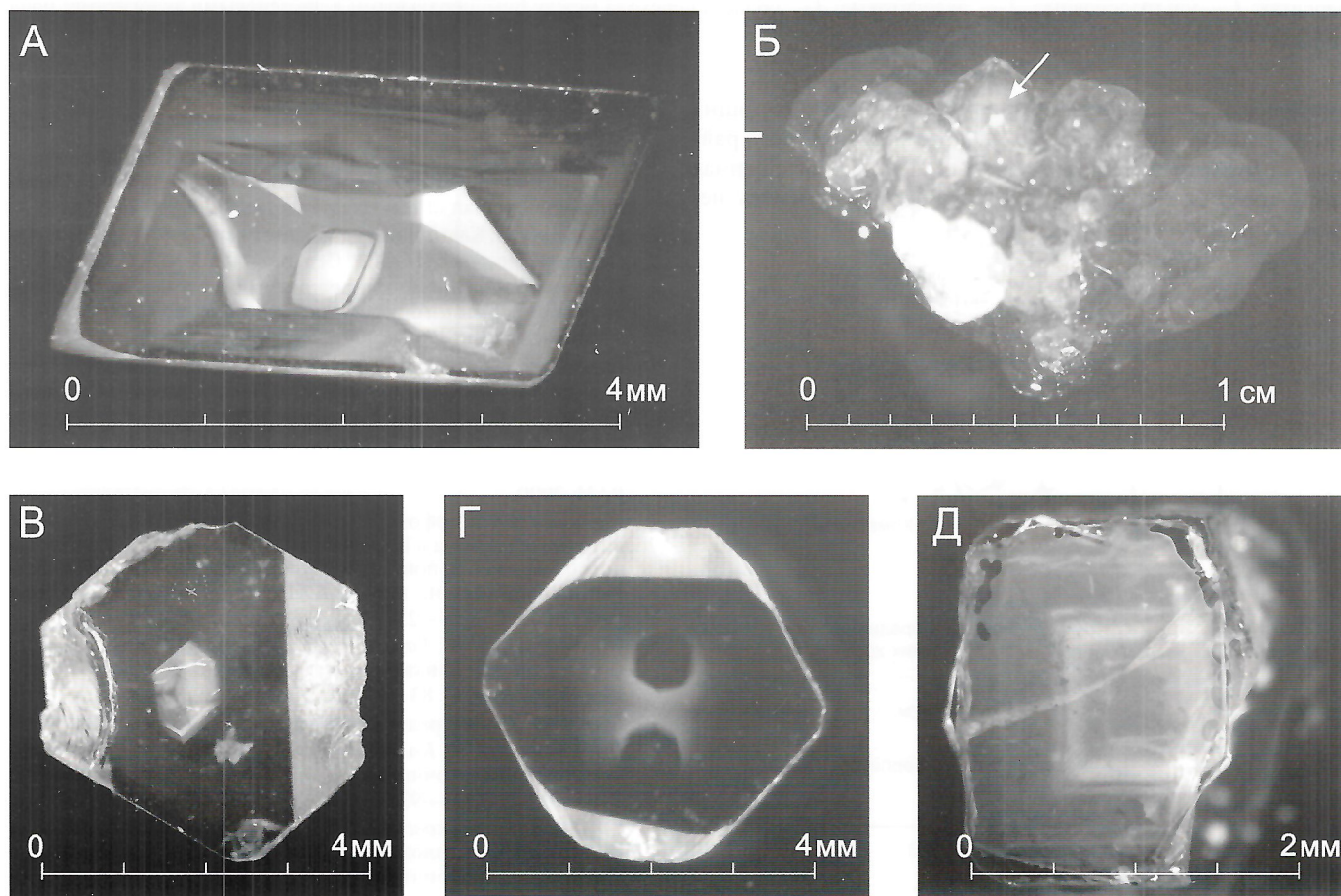
Еще в середине 70-х годов прошлого столетия в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН была разработана и широко применяется технология размерной обработки кристаллов и агрегатов природного алмаза, позволяющая вырезать из целых кристаллов разного габитуса и обладающих разными физическими свойствами плоскопараллельные пластины. Резка и последующая полировка поверхности спила дают возможность детально изучать состав матрицы образца и элементы его внутреннего строения (А.В.Варшавский, 1968).

При описании внутренней морфологии кристаллов природного алмаза используется явление фотолюминесценции, возбуждаемой ультрафиолетовым излучением. С помощью свечения можно наблюдать порядок расположения зональных, секториальных и других ростовых последовательностей. Однако не все природные алмазы имеют визуально наблюдаемое фотолюминесцентное свечение. Визуальное наблюдение слабо светящихся объектов, по сути, имеет определенные ограничения, что обусловлено природой человеческого зрения. Микроколебания глазного яблока, частота которых около 50 Гц, при слабом световом

потоке не позволяют зрительной системе накапливать информацию об объекте с образованием устойчивого образа в кортикальной системе головного мозга человека (П.Линдсей, Д.Норман, 1972).

Современным оптическим и цифровым оборудованием можно на более высоком качественном уровне исследовать как новый, так и ранее изученный материал. Работа по комплексному описанию кристаллов природного алмаза из пополняющейся научной коллекции показала, что в части образцов, не имеющих видимого фотолюминесцентного свечения, при длительных экспозициях цифровой фотокамерой, регистрируются картины фотолюминесценции.

Для возбуждения фотолюминесценции в качестве источника излучения использовался ультрафиолетовый осветитель ОИ-18 с ртутной лампой СВД-120А и светофильтром УФС-6 (максимум пропускания λ ?— 360нм.). Визуальное наблюдение фотолюминесцентного свечения, как и фотографирование, проводилось при помощи стереоскопического микроскопа «Olympus SZX-12». Основная особенность данного прибора — длиннофокусный светосильный объектив, что в сочетании с системой трансфокации позволяет на-



Картины визуально ненаблюдаемой фотолюминесценции кристаллов природного алмаза. Коллекция Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

блюдовать объекты как в широком диапазоне увеличений, так и в широком диапазоне освещенности. Съемка картин фотолюминесценции проводилась с помощью цифровой фотокамеры «Olympus C-5060 WZ», которой укомплектован микроскоп. Основные характеристики камеры: фоточувствительный элемент — 1/1,8-дюймовая твердотельная матрица ПЗС (CCD), 5 260 000 пиксел; объектив Olympus 5,7—22,9 мм, f2,8—f4,8; диапазон выдержек 1/4000—120 с. Камера имеет несъемный объектив и сопряжена с микроскопом специальным оптическим адаптером.

Регистрация слабой люминесценции проводилась как у отдельных кристаллов, так и у параллельных и незакономерных сростков. Однако наиболее интересные картины были получены при экспонировании вырезанных полированных пластинок отдельных кристаллов. Наблюдение нескольких десятков визуально нелюминесцирующих образцов из трубок Мир, Удачная и россыпи Эбелях показало, что большая их часть имеет скрытые картины фотолюминесценции. Представляется, что о более полной количественной характеристике можно будет говорить в процессе накопления более представительной статистики таких наблюдений на современном оборудовании.

Характеристики цветности картин фотолюминесценции, полученных при длительном экспонировании, в целом соответствуют характеристикам цветности, визуально наблюдаемым у более ярких образцов: преобладают цвета голубой, оттенки синего, ярко и дымчато-желтый, зеленовато-желтый, болотно-зеленый, оттенки фиолетового. Во время съемки все образцы имели комнатную температуру. Оптимальные параметры съемки подбирались экспериментально. Диапазон выдержек у наиболее удачных снимков лежит в пределах 40—70 с. Нижний предел диапазона обусловлен тем, что за меньшее время фотоприемник не успевает набрать значительный световой поток, верхний — тем, что при большем времени экспонирования происходит значительное зашумление снимка, из-за собственного разогрева цифровой твердотельной матрицы фотокамеры. Чувствительность матрицы выставлялась эквивалентно стандарту ISO 100. Настройка на большую чувствительность ISO 200 и ISO 400 дает повышенную зернистость кадра. Апертура объектива самой камеры выбиралась в диапазоне 4,0—4,8. Это позволяет получать достаточную глубину резкости, что не маловажно при съемках свечения в объеме образца.

Картины фотолюминесценции природного алмаза со слабым визуально недоступным свечением, полученные с помощью нового метода длительной экспозиционной съемки показаны на рисунке. Ниже приводится их описание.

Плоскопараллельная полированная пластинка из октаэдра алмаза, обр. 3097, трубка Удачная, срез по (110). Сложное зональное строение (синие тона, на фото — темно-серые), хорошо видны угнетенные сектора роста кубооктаэдра (лимонно-желтые, на фото — светло-серые). В процессе роста кристалл изменил направление удлинения по оси L2, связанное с появлением кубических секторов в промежуточной области. Выдержка 70 с (см. рисунок, А).

Сросток 7000, россыпь Эбелях. Стрелкой указан кристалл сростка с пространственной неоднородной люминесценцией: центр ярко синий, фиолетовая средняя зона и несветящаяся периферия. Выдержка 45 с (см. рисунок, Б).

Плоскопараллельная полированная пластинка из октаэдра алмаза, обр. 1162, трубка Мир, срез по (110). Простое зональное строение, хорошо видна центральная часть, (болотно-зеленая, на фото — серая), повторяющая внешнюю форму кристалла. Кристалл удлинен по оси L2, вследствие чего вместо противоположащих вершин октаэдра появились два псевдоредра. Выдержка 50 с (см. рисунок, В).

Плоскопараллельная полированная пластинка, обр. 3260, трубка Удачная, срез по (110). В центре пластинки октаэдрического кристалла хорошо виден симметричный фантом светло-желтого цвета (на фото серого). При обычном освещении образец прозрачен. Выдержка 60 с (см. рисунок, Г).

Плоскопараллельная полированная пластинка, обр. 3031, трубка Удачная, срез по (100). Простое зональное строение. Хорошо виден ряд зон, повторяющих внешнюю форму кубического кристалла (болотно-желтые, на фото — светло-серые). Выдержка 40 с (см. рисунок, Д).

В целом можно отметить хорошую эффективность метода длинных экспозиций для проявления невидимых картин ростовых последовательностей и внутренней пространственной ориентации неоднородностей кристаллов природного алмаза. Применение цифровой аппаратуры дает большие преимущества в оперативности выбора оптимальных параметров по сравнению с классической «мокрой» фотографией.

Происхождение алмаза в кимберлитах

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ, А.И.ЗАЙЦЕВ

В первых научных гипотезах XIX в. предполагалось, что алмаз подобно другим высокотемпературным минералам кимберлитов образовался в процессе внутрикамерной кристаллизации кимберлитовых магм, возможно обогащенных углеродом за счет ассимиляции органического вещества вмещающих осадочных пород. После появления данных об образовании этого минерала при высоком давлении [10] возникла гипотеза о его кристаллизации на глубокой стадии эволюции кимберлитовых магм. Во второй половине XX столетия выяснилось, что алмаз присутствует также в ксенолитах мантийных эклогитов и перидотитов, а включения минералов в алмазе обычно имеют модельный изотопный возраст (до 3,5 млрд. лет) значительно более древний, чем вмещающие его кимберлиты [25]. Это послужило основанием для гипотезы ксеногенного происхождения алмаза в кимберлитах — заимствования такого минерала кимберлитовыми магмами из мантийных пород. Однако к настоящему времени получено значительное количество данных, не согласующихся с этой гипотезой.

Установлено, что в кимберлитах центральной части Сибирской платформы ксенолиты алмазоносных эклогитов встречаются примерно в 5 раз чаще, чем алмазоносных перидотитов [3]. Эклогитовый же парагенезис во включениях минералов в алмазе составляет лишь около 1% [7], т.е. встречается примерно в 80 раз реже, чем это должно быть, судя по количественному соотношению между ксенолитами алмазоносных эклогитов и перидотитов. Причем в некоторых кристаллах алмаза из различных месторождений установлено во включениях одновременное присутствие минералов как эклогитового, так и перидотитового парагенезиса [3]. Так как перемещение алмаза в процессе роста в твердой мантии из перидотитов в эклогиты и наоборот невозможно, то подобное сонахождение свидетельствует о формировании данных парагенезисов на разных стадиях роста алмазов в процессе эволюции по составу среды алмазообразования, а не в результате заимствования минералов из эклогитов и перидотитов. Существование такой эволюции подтверждается и изменением морфологии многих кристаллов алмаза в процессе роста: широко распространенное нарастание кубической фибриллярной оболочки на октаэдрические кристаллы [2]. Расплав — наиболее реальная эволюционирующая по составу среда минералообразования в высокотемпературных условиях мантии.

Алмазы из кимберлитов отличаются от таковых из ксенолитов по внутреннему строению [2]. В алмазах из кимберлитов присутствуют как бездефектные, так и высокодефектные алмазы, в зональных кристаллах бездефектна внешняя область. В ксенолитах все алмазы содержат большое количество дефектов. В кимберлитовых алмазах установлены включения кальцита, магнезита, доломита, карбонатитовых и щелочных расплавов, а также флюидные и флюидно-солевые [22], в алмазах из ксенолитов их нет. В омфацитах из алмазов эклогитового парагенезиса содержание K_2O достигает 1,5—1,9%, что примерно в 2—2,5 раза больше, чем в пироксенах из эклогитов [3]. Включения не идентичны мантийным ксенолитам и по изотопно-

му составу кислорода. Величина $\delta^{18}O_2$ включений (в ‰): для эклогитового парагенезиса 4—12, а мантийных эклогитов 3—9, перидотитового парагенезиса и перидотитов 4—8 и 4,8—6,8, соответственно [29].

При ксеногенном происхождении алмазов непонятны причины специфичности морфологии и размера его кристаллов в каждой трубке [7] и существования зависимости их от состава кимберлитов, а также причины образования алмаза не в богатых углеродом кимберлитовых магмах, а в бедных углеродом перидотитах и эклогитах. Тонкие структуры роста [2, 3], характерные для многих кимберлитовых алмазов, свидетельствуют о кристаллизации этих структур в жидкой среде, а не в твердых перидотитах и эклогитах, что противоречит ксеногенному происхождению этого минерала. Особенно показательно высокое (до 12 кар/т) содержание алмазов в дайках минетт в Канаде, в которых концентрация мантийных минералов (пироп, хромистый диопсид) на 1—2 порядка ниже, чем алмаза [8]. Представляется невероятным предположение о том, что расплав, формирующий минетты, захватывал алмаз, очень редкий в мантии, а не пороодообразующие минералы, в тысячи раз более распространенные.

Исследования последних лет выявили ряд фактов, противоречащих главному положению ксеногенной гипотезы об очень древнем возрасте большинства алмазов. Установлено, что U-Pb возраст перовскита из включения в алмазе из трубки Сытыканская равен 349 ± 19 млн.лет и почти совпадает с U-Pb датировкой в 344 млн.лет для циркона и перовскита из основной массы кимберлитов этой трубки [21]. Молодой возраст был определен и для оливин-хромитового включения перидотитовой ассоциации в алмазе трубки Мир [26], что противоречит представлениям о кристаллизации алмазов этой ассоциации в архее. Приуроченность алмаза в эклогитовых ксенолитах к участкам развития поздних низкотемпературных минералов [27] также не согласуется с представлениями об очень древнем возрасте этого минерала.

Появились данные о том, что включения минералов в алмазе, которые рассматриваются как сингенетические, на самом деле обычно являются протогенетическими [29], поэтому их древний возраст не доказывает древность алмаза. Возможность существования протогенетических включений отмечалась и раньше [23]. Однако почти во всех статьях, посвященных изотопному датированию высокотемпературных включений минералов, для них предполагается сингенетичность с алмазом, а протогенетические включения не выделяются, хотя они должны были бы особенно часто захватываться алмазом, кристаллизующимся в твердых породах мантии. Основанием для предположения о сингенетичности включений является обычно закономерная ориентировка их в кристаллах алмаза и иногда встречающаяся огранка включений в форме октаэдра, типичного для алмаза, но совсем не типичная для таких минералов как, например, оливин и пироксены. Однако достаточно очевидно, что такие явления должны быть характерны и для протогенетических включений [1], так как кристаллы могли «прилипнуть» к граням алмаза и об-

растать им чаще всего в таком положении, при котором ориентировка их кристаллической решетки максимально совпадает с таковой алмаза. Под влиянием очень большой кристаллизационной силы алмаза [1] включения могли изменить огранку и приобрести форму отрицательного кристалла. Л.А.Тейлор и М.Ананд [29] пришли к заключению, что широко распространенные и обычно показывающие очень древний возраст включения гранатов гарцбургитового парагенезиса являются протогенетическими, поскольку имеют очень сложное распределение редкоземельных элементов, отражающее длительную эволюцию в верхнемантийных породах. В случае протогенетичности большинства включений высокотемпературных минералов в алмазах становится понятной природа очень больших вариаций изотопных возрастов включений в алмазе в одной и той же трубке и даже в одном и том же кристалле. Например, для трубки Удачная, возраст внедрения которой 340—350 млн.лет, установлены возрасты включений от 3,5 [24] до 0,349 [20] млрд.лет и множество промежуточных — 3,4; 3,2; 2,25; 2,2; 1,8; 1,149; 0,461 и 0,41 млрд.лет. Эти датировки, по-видимому, отражают этапы тектонической активизации и минералообразования в верхней мантии. При этом сульфиды из края кристалла алмаза имеют Re-Os модельный возраст более древний (3,4 млрд.лет), чем в промежуточной зоне (3,2 млрд.лет) [24]. Такое соотношение невозможно при сингенетичности этих включений с алмазом и подтверждает их протогенетическое происхождение. Если высокотемпературные включения в алмазах в основном протогенетические, то только самые молодые датировки в них приближаются к возрасту алмаза и примерно соответствуют возрасту внедрения кимберлитов. Поэтому можно предполагать, что большинство алмазов образовалось в магмах, что согласуется с упоминавшимся присутствием в одних и тех же кристаллах включений перидотитового и эклогитового парагенезисов и с изменением морфологии многих кристаллов в процессе кристаллизации, свидетельствующими об эволюции среды алмазообразования; с развитием во многих алмазах тонкой совершенной зональности, указывающей на рост их в жидкой среде; с присутствием в некоторых алмазах расплавных включений; с наличием трендов магматической кристаллизации в сульфидных включениях центральных и периферических частей некоторых кристаллов алмаза [19], а также со специфичностью морфологии кристаллов в большинстве его коренных месторождений.

Связь морфологии кристаллов алмаза с составом содержащих его магматических пород авторы изучили детально. Морфология алмаза обусловлена степенью пересыщения среды углеродом при его образовании [1]. При низком пересыщении формируются плоскогранные октаэдрические кристаллы путем тангенциального роста слоев параллельно граням. С увеличением пересыщения тангенциальный рост сменяется нормальным радиальным и образуются кубические и додекаэдрические кристаллы. Причина возникновения высоких пересыщений углеродом среды кристаллизации обычно не обсуждается, хотя решение этого вопроса необходимо для оценки геологических факторов, способствовавших формированию различных кристаллов данного минерала. Степень пересыщения углеродом среды в общем случае определяется соотношением скорости поступления в нее углерода, например, в результате протекания реакций между углеродсодержащими хи-

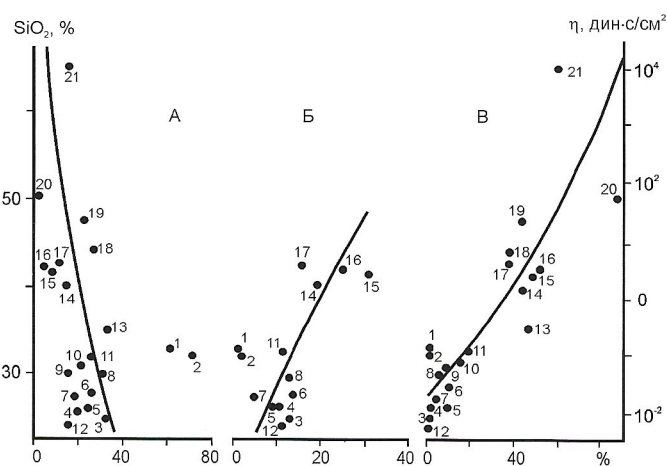
мическими соединениями, и скорости его стока в кристаллизующиеся алмазы, зависящей, главным образом, от скорости диффузии атомов углерода.

В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса [11]:

$$D=RT/(6\pi\eta r),$$

где величина коэффициента диффузии в растворах D прямо пропорциональна температуре T и обратно пропорциональна вязкости среды η ($R=8,31\cdot 10^3$ Дж/кмоль·град, $\pi=3,14$, r — радиус диффундирующих молекул).

Вязкость расплавов в основном определяется содержанием в них кремнекислоты. Содержание кремнезема изменяется от первых процентов в близких к карбонатитам кимберлитах Сибирской платформы до 65% и более в силикатных стеклах алмазсодержащих туффизитов северного Урала [14]. Следовательно, вязкость расплавов должна изменяться во многие миллионы раз (см. рисунок). Для построения зависимостей использованы данные работ [4, 5, 7, 9, 13, 14], а также материалы по трубкам Комсомольская и Радиоволновая, любезно предоставленные З.А.Алтуховой. Совершенно очевидно, что эта величина несоизмеримо больше, чем величины относительных вариаций температуры и возможных вариаций скоростей протекания реакций выделения свободного углерода. Поэтому содержание кремнекислоты — главный фактор, контролирующий величину коэффициента диффузии и степень пересыщения расплава углеродом. Следовательно, если алмаз кристаллизовался в расплавах, то должна существовать корреляция между его кристалломорфологией и кремнекислотностью вмещающих магматических пород, с возрастанием которой должно уменьшаться содержание морфотипов, образующихся при низком пересыщении



Зависимость содержания в алмазах октаэдров (А), разновидностей II—VII (Б) и округлых алмазов уральского типа (В) от среднего содержания кремнекислоты в породах различных кимберлитовых трубок и вязкости их исходных расплавов:

трубки Якутской кимберлитовой провинции: 1 — Мир, 2 — Интернациональная, 3 — Нюрбинская, 4 — Ботуобинская, 5 — Удачная-Западная, 6 — Юбилейная, 7 — Иреляхская, 8 — Сытыканская, 9 — Верхнемунская, 10 — Комсомольская, 11 — Радиоволновая, 12 — Айхал; трубки Архангельской кимберлитовой провинции: 13 — Кольцовская, 14 — Пионерская, 15 — Поморская, 16 — Карпинского, 17 — Ломоносова, 18 — Гриба; 19 — Узбекистан, Карашах; интрузивные туффизиты месторождений Вишерского Урала: 20 — Ефимовка, 21 — Волянка

среды кристаллизации углеродом, и увеличиваться содержание морфотипов, возникающих при высоком пересыщении.

Как показал анализ опубликованных данных [4, 7, 9, 13, 14], содержание плоскогранных октаэдров, формировавшихся при тангенциальном слоистом росте и небольших пересыщениях углеродом, — максимальное в бедных кремнекислотой кимберлитах маловязких магм и 15—30% в кимберлитах центральной части Сибирской платформы (в среднем 24—33% SiO_2), а в трубках Мир и Интернациональной 60—70% (см. рисунок, А). В более богатых кремнекислотой кимберлитах Архангельской провинции (в среднем 35—47% SiO_2) количество октаэдров снижается до 5—26%, а в еще более кремнекислотных (чаще всего 50—65% SiO_2 в шариках стекол) интрузивных туффизитах Северного Урала оно уменьшается до 2—12%.

Суммарное содержание разновидностей II—VII, формировавшихся при высоком пересыщении углеродом, по классификации Ю.Л. Орлова, минимальное (2—14%) в бедных кремнекислотой кимберлитах центральной части Сибирской платформы и значительно более высокое (16—31%) в более кремнекислотных магматических породах Архангельской провинции (см. рисунок, Б). Подобная тенденция наблюдается и для округлых алмазов, также формировавшихся в условиях высокого пересыщения. Например, содержание алмазов в кимберлитах центральной части Сибирской платформы изменяется от 0 до 20% и с ростом кремнекислотности увеличивается до 38—52% в кимберлитах Архангельской провинции и до 60—86% в туффизитах Северного Урала (см. рисунок, В). Аналогичная зависимость морфологии алмазов от состава вмещающих пород наблюдается и в мантийных ксенолитах. В бедных кремнекислотой (обычно 35—45% SiO_2) перидотитах преобладают октаэдры, тогда как в кианитовых эклогитах (40—52% SiO_2) наиболее распространены кубические кристаллы. В одном и том же ксенолите алмазы часто имеют одинаковую форму и размер кристаллов [2], что подтверждает большое влияние состава среды кристаллизации на морфологию алмаза.

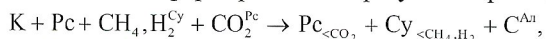
Таким образом, вытекающее из теоретических данных положение о ведущей роли кремнекислотности расплавов при возникновении пересыщения их углеродом и образовании различных морфологических типов кристаллов алмаза подтверждается эмпирическими данными. Следовательно, в наименее вязких бедных кремнекислотой мало пересыщенных углеродом расплавах вследствие тангенциального послойного роста формировались острыебренные плоскогранные октаэдры. В более кремнекислотных расплавах уменьшение коэффициента диффузии углерода снижало скорость роста слоев, а возрастание степени пересыщения углеродом увеличивало скорость их зарождения. Поэтому слои, особенно в крупных кристаллах, не успевали дорасти до ребер и вершин, что приводило к их приглушению и появлению около них штриховки (следов выходов слоев роста). В еще более кислых расплавах степень недорастания слоев была выше, что обусловило образование на месте ребер октаэдра ламинарных псевдограней (граней торможения) додекаэдра [1]. Возрастание степени пересыщения углеродом и скорости образования зародышей граней явилось причиной полицентрического роста многих кристаллов. При дальнейшем увеличении кремнекислотности и степени пересыщения углеродом расплавов тангенциальный послойный рост сменился нор-

мальным радиальным (часто мозаично-блочным или фибриллярным) иногда с образованием скелетных кристаллов (вследствие более свободного подтока атомов углерода к вершинам и граням), а также поликристаллических агрегатов.

Существование зависимости кристалломорфологии алмаза от кремнекислотности вмещающих его пород свидетельствует об образовании этого минерала преимущественно в родоначальных расплавах таких пород, согласуется с уже приведенными данными и результатами экспериментов М.Аримы с коллегами [17], получивших алмазы, аналогичные кимберлитовым, при нагревании кимберлитов до 1800—2000°C и давления 7—7,7 ГПа. В соответствии с представлениями о горячем образовании Земли [30, 18, 16 и др.] и разработанной моделью [15, 16], кимберлитовые остаточные расплавы, субстраты и наиболее ранние магмы — продукт фракционирования придонного перидотитового слоя постагрегационного расслоенного магматического океана, кристаллизовавшегося сверху вниз 4—0,6 млрд. лет назад. При кристаллизации в конце протерозоя верхних частей придонного слоя магматического океана содержание кремнекислоты увеличивалось в остаточных расплавах лампроитового состава и переходных к кимберлитовым. В соответствии с рассмотренной зависимостью это приводило к уменьшению роли октаэдров и возрастанию содержания додекаэдрических и кубов среди алмазов, формировавшихся при понижении температуры путем замещения графита и из растворенного в остаточных расплавах углерода, и объясняет смену октаэдрической огранки на додекаэдрическую и кубическую, характерную для зональных алмазов многих лампроитов и богатых кремнекислотой архангельских кимберлитов [6].

При последующих процессах образования лампроитовых и богатых кремнекислотой кимберлитовых магм путем декомпрессионно-фрикционного переплавления поздних дифференциатов магматического океана в зонах тектонической активизации нижних частей континентальной литосферы [15] содержание кремнекислоты в формировавшихся расплавах уменьшалось. Это, по-видимому, могло приводить к повторной кристаллизации небольшого количества октаэдров, если поднимающиеся магмы находились еще в поле устойчивости алмаза. При фракционировании самой нижней карбонатсодержащей части придонного слоя количество кремнекислоты в остаточных расплавах обычно уменьшалось, что объясняет частое обрастание кубических или неправильных центральных областей зональных кристаллов алмаза октаэдрическими, характерное для алмазов бедных кремнекислотой кимберлитов центральной части Сибирской платформы [2]. При последующем образовании их магм путем декомпрессионно-фрикционного переплавления идентичных им по составу дифференциатов магматического океана содержание кремнекислоты в образующихся расплавах оставалось относительно низким, что является причиной возникновения внешней однородной области зональных октаэдрических кристаллов [2]. Ее однородность, бездефектность и небольшое содержание минеральных включений — следствие кристаллизации в магме с большим содержанием расплава. Образование алмазов обычно связывается с протеканием реакции Будуара между углекислотой, метаном и водородом с формированием воды и алмаза [4 и др.]. Однако в условиях высокотемпературной мантии такая реакция практически невозможна, так как очень высокое давление приводит к растворению газов в расплаве и твердых

фазах и чаще всего к отсутствию самостоятельной флюидной фазы. В небольшом количестве она может появляться лишь в наиболее низкотемпературных расплавах. Выполненные расчеты с учетом подобного явления и правила фаз Гиббса [15] показали, что на стадии образования кимберлитовых магм алмазы формировались в результате реакции:



где K — твердые фазы, Pc — расплав, CH_4, H_2^{Cy} — метан и водород, растворенные в основном в сульфидах, CO_2^{Pc} — углекислота, растворенная в расплаве, Pc_{CO_2} — расплав с меньшим содержанием углекислоты, Cu_{CH_4, H_2} — сульфиды с пониженным содержанием метана и водорода и C^{Al} — алмаз.

Эта схематическая реакция демонстрирует, что резкое снижение фугитивности воды в расплаве приводило к образованию ее за счет восстановления углекислоты метаном и водородом, растворенными в основном в сульфидах, и к кристаллизации выделявшегося углерода в виде алмаза. Реальность образования алмаза по этой реакции подтверждается хорошо изученным обратным ее течением при относительно медленной кристаллизации кимберлитовых магм с формированием матировки, сахаровидной и шагреновой поверхности кристаллов алмаза и каналов травления за счет окисления его водой, выделившейся из кристаллизующегося расплава. Образование алмазов в процессе плавления подтверждается результатами экспериментов М.Аримы с соавторами [17], а также установленной рядом исследователей [12, 27] приуроченностью кристаллов алмаза к участкам плавления в эклогитовых ксенолитах.

Таким образом, большое количество данных противоречит гипотезе исключительно ксеногенного происхождения алмазов кимберлитов. Установленная зависимость морфологии кристаллов алмаза от кремнекислотности и, следовательно, вязкости родоначальных расплавов кимберлитов и лампроитов свидетельствует о формировании алмаза чаще всего на глубинной стадии эволюции магм, особенно при процессах плавления их исходных субстратов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. — Киев: Наукова думка, 1991.
2. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. — Новосибирск: Наука, 2000.
3. Буланова Г.П., Баращков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
4. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1997.
5. Воларович М.П., Корчемкин П.И. Связь между вязкостью расплавленных горных пород и кислотностью по Ф.Ю.Левинсон-Лессингу // Докл. АН СССР. 1937. Т. 17. № 8. С. 413—418.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С. и др. Включение в алмазе и алмазоносные породы. — М.: Изд-во МГУ, 1991.
7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
8. Каминский Ф.В., Саблуков С.М. Нетрадиционные месторождения алмазов // Наука в России. 2002. № 1. С. 5—121.
9. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. — Мирный, 2004.
10. Лейтунский О.И. Об искусственных алмазах // Успехи химии. 1939. Т. 8. Вып. 10. С. 1519—1534.
11. Таблицы физических величин. Справочник / Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. — М.: Атомиздат, 1997.
12. Тальникова С.Б., Павлова Л.А. Минералогия включений в кристаллах кубического габитуса // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 56—64.
13. Томишин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693—1703.
14. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. — Пермь: Изд-во ПГУ, 2001.
15. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995.
16. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
17. Arima M., Nakayama K., Akaishi M. et al. Crystallization of diamond from a silicate melt of kimberlite composition in high-pressure and high-temperature experiments // Geology. 1993. Vol. 21. P. 968—970.
18. Beard B.L., Taylor L.A., Scherer E.E., Johnson C.M., Snyder G.A. The source region and melting mineralogy of high-titanium and low-titanium lunar basalts deduced from Lu-Hf isotope data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 62. P. 525—544.
19. Bulanova G.P. The formation of diamond // J. Geochim. Explor. 1995. Vol. 53. P. 1—23.
20. Burgess R., Turner G., Harris J.W. ^{40}Ar — ^{39}Ar laser probe studies of clinopyroxene inclusions in eclogitic diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 389—492.
21. Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern A.R., Pearson D.G. Shrimp U-Pb dating of a perovskite inclusions in diamond: evidence for a syneruptive age for diamond formation, Sytykanskaya pipe, Yakutia region, Siberia // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract, Victoria, Canada. 2003.
22. Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Navon O. Volatile-rich brine and melt in Canadian diamonds // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract, Victoria, Canada. 2003.
23. Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds // Mantle Xenoliths. Wiley, Chichester. 1987. P. 501—523.
24. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., Carlson R.W., Milledge H.J. Re-Os isotope measurements of single of sulphide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. P. 703—711.
25. Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W. Episodic diamond genesis and Kaapvaal craton evolution // 8th Kimberlite Conference Long Abstract, Victoria, Canada. 2003.
26. Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // Nature. 1995. Vol. 375. P. 394—397.
27. Spetsius Z.V., Taylor L.A. Metasomatic diamonds in eclogite xenoliths: petrologic and photographic evidence // 8th Kimberlite Conference Long Abstract, Victoria, Canada. 2003.
28. Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle // Chem. Erde. 2004. B. 64. P. 1—74.
29. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosite and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. Vol. 1. P. 965—989.

Графитсодержащие кислые магматические породы Тас-Кыстабытского магматического пояса Верхояно-Колымской складчатой области

А.Г.БАХАРЕВ, В.С.ШКОДЗИНСКИЙ, Ю.Я.ЖДАНОВ

Графит очень редко встречается в кислых магматических породах, поэтому широкое распространение его в некоторых интрузивах Верхояно-Колымской складчатой области представляет значительный интерес. В магматических породах северной части хр.Сарычева графит впервые описал К.Н.Рудич [3], затем он был обнаружен, иногда в значительных количествах, в породах Тарынского субвулкана, Тас-Кыстабытского плутона и в других интрузивах Тас-Кыстабытского магматического пояса, а также в субвулканических породах Главного батолитового пояса [1, 2, 7], в Верхнеаллахском субвулкане и некоторых дайках Южного Верхоянья.

В данной статье особенности распределения и механизм образования графита в магматических породах рассматриваются главным образом на примере Сарычевской вулканоплутонической структуры [3], расположенной на северном окончании Тас-Кыстабытского магматического пояса [1] в междуречье Индигирки и ее правых притоков, протягивается в север-северо-западном направлении на расстояние до 160 км и по диагонали пересекает сопредельные территории Верхоянского складчато-надвигового пояса и Кулар-Нерского террейна, сложенных терригенными породами верхнего триаса, нижней и средней юры (рис. 1). Структура имеет концентрически-зональное строение. Центральное положение в ней занимает Тарынский массив (площадь 1800 км²) субвулканических дацитов (J₃—K₁) и обрамляющие его риолиты куранахской свиты (J₃). Внешнее кольцо структуры включает диорит-гранодиоритовые интрузии (J₃—K₁): Труд, Капризный, Булгуньяхский, Одонканский, Арга-Салинский, Чингаканский, и адамеллит-гранитный (J₃—K₁) Нельканский плутон. За пределами Сарычевской вулканоплутонической структуры среди песчано-сланцевых отложений верхнего триаса обнажаются гранодиорит-гранитные интрузии (J₃—K₁) — Эргеляхский, Курдатский, Якутский, гранодиоритовый (K₂) — Чуруктинский, гранит-гранодиоритовый (K₂) — Куранах-Салинский и гранитный (K₂) — Барыллыэлахский (см. рис. 1).

Риолиты куранахской свиты — биотитсодержащие, ультракислые, субщелочного и нормального ряда, вы-

сококалиевые, высокой глиноземистости $K_{al} = \frac{Al - 2Ca}{Na + K}$

1,08—1,58, железистости $f = \frac{100\%FeO}{FeO + MgO}$, изменяющейся в пределах 83—91% и окисленности $f_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$

0,17—0,67. Нельканский плутон (площадь 1200 км²) сложен биотитовыми адамеллитами (85%), лейкократоновыми гранитами, экдоконтактовые участки — гранодиоритами. Широко развиты дайки и жилы аплитовидных гранитов и аплитов. В адамеллитах главной фазы присутствует значительное количество крупных (до 5 см) вкрапленников калиевого полевого шпата, часто встречаются автолиты, что наряду с однородностью пород на больших площадях и нетипичностью грейзенов свидетельствует о формировании плуто-

на из относительно низкотемпературных вязких магм (по систематике В.С.Шкодзинского [7]). Однако вязкость расплавов не была максимальной. Это подтверждает неправильная в плане форма и чрезвычайно извилистые границы плутона, а также протекание в нем процессов внутрикамерного фракционирования, с которыми связано формирование гранитных расплавов заключительной фазы. Адамеллиты главной фазы — породы нормального ряда

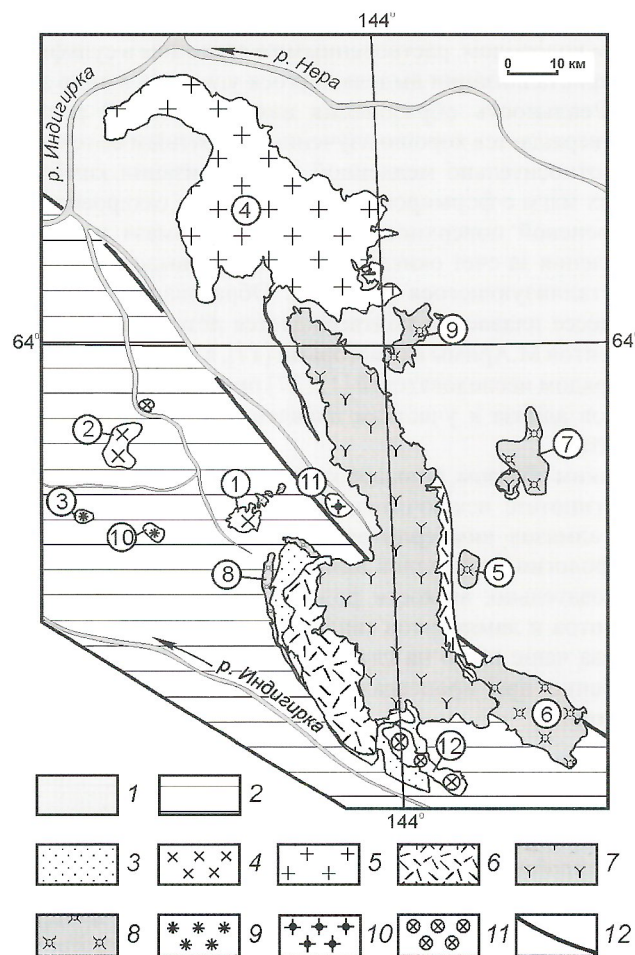


Рис. 1. Размещение графитсодержащих магматических образований в Тас-Кыстабытском магматическом поясе:

1 — Кулар-Нерский террейн; 2 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 3 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования; 4 — гранодиорит-гранитные плутоны (J₃—K₁); 5 — адамеллит-гранитный плутон (J₃—K₁); 6 — риолиты куранахской свиты (J₃); графитсодержащие магматические образования (J₃—K₁): 7 — Тарынский субвулкан, 8 — диорит-гранодиоритовые плутоны; плутон: 9 — гранодиоритовый (K₂), 10 — гранитный, 11 — гранит-гранодиоритовый; 12 — Адыча-Тарынский разлом; плутоны (цифры в кружках): 1 — Эргеляхский, 2 — Курдатский, 3 — Якутский, 4 — Нельканский, 5 — Труд и Капризный, 6 — Одонканский, 7 — Чингаканский, 8 — Булгуньяхский, 9 — Арга-Салинский, 10 — Чуруктинский, 11 — Барыллыэлахский, 12 — Куранах-Салинский

щелочности, высококальциевые, преимущественно умеренной глиноземистости ($K_{al}=0,96—1,21$), железистости ($f=68—80\%$) и окисленности ($f_{ок}=0,13—0,21$). Магмы плутона генерировались при $P_{общ} \approx 900$ МПа и $T \approx 780^\circ\text{C}$, их кристаллизация происходила при $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 150$ МПа и $T \approx 680^\circ\text{C}$ (оценки по методу Г.Б.Ферштатера [5]). Таким образом, по приведенным геолого-петрографическим особенностям и P - T параметрам, породы Нельканского плутона относятся к производным магм, занимающим промежуточное положение между умеренно низкотемпературными вязкими и среднетемпературными маловязкими.

Куранах-Салинский плутон (площадь 130 км^2) сложен в основном биотитовыми адамеллитами и в меньшей степени — гранодиоритами. Отсутствие крупных вкрапленников, автолитов и ксенолитов, наличие в приапикальных частях гранит-порфиров (возникающих при быстром декомпрессионном остекловании верхних частей поднимающейся магматической колонны) и продуктов эманационной дифференциации (зон турмалинизации) свидетельствуют о формировании пород данного интрузива из более высокотемпературных и маловязких магм, чем Нельканского плутона. Подобное происхождение имеют породы Барыллахского массива (площадь 32 км^2), в которых также отсутствуют автолиты и ксенолиты, широко проявлены процессы грейзенизации.

Гранодиориты и адамеллиты Куранах-Салинского плутона субщелочные, высококальциевые, имеют умеренную и высокую глиноземистость ($K_{al}=1,02—1,41$), преимущественно пониженную железистость ($f=66—78\%$) и повышенную окисленность ($f_{ок}=0,13—0,15$).

Адамеллиты и граниты Барыллахского интрузива также субщелочные и высококальциевые, но меньшей глиноземистости ($K_{al}=1,09—1,15$) и большей железистости ($f=71—80\%$) и окисленности ($f_{ок}=0,13—0,18$), чем породы Куранах-Салинского плутона.

Эргеляхский плутон (площадь 40 км^2) имеет двухфазное строение. Первая фаза представлена в основном биотитовыми гранодиоритами, в меньшем объеме — адамеллитами, вторая фаза — лейкократовыми гранитами. Широко развиты дайки и жилы аплитовидных гранитов и аплитов. Очертания Плутона весьма извилистые и наблюдаются апофизы во вмещающие породы. Гранитоиды не содержат автолитов, ксенолитов и крупных вкрапленников. Широко развиты продукты внутрикамерной кристаллизационной и эманационной дифференциации — лейкограниты второй фазы и грейзены. По химическому составу гранодиориты и адамеллиты относятся к нормальным по щелочности, а лейкократовые граниты — к субщелочным породам. В целом породы Эргеляхского плутона высококальциевые, умеренно глиноземистые ($K_{al}=1,02—1,22$), преимущественно маложелезистые ($f=64,3—71,0\%$) и высокоокисленные ($f_{ок}=0,14—0,26$). Магмы генерировались при $P_{общ} \approx 900$ МПа и $T \approx 870^\circ\text{C}$, их кристаллизация происходила при $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 75$ МПа и $T \approx 680^\circ\text{C}$. Приведенные материалы позволяют отнести породы Эргеляхского плутона к типичным производным среднетемпературных маловязких магм. Графит в породах охарактеризованных плутонов, как и в риолитах куранахской свиты, отсутствует.

Тарынский субвулкан сложен гиперстеновыми дацитами и микропегматитовыми гранодиорит-порфирами. Они относятся к породам нормального ряда щелочности и яв-

ляются высококальциевыми, высокоглиноземистыми ($K_{al}=1,06—1,36$), умеренно железистыми ($f=62—76\%$), малоокисленными ($f_{ок}=0,01—0,20$).

Диорит-гранодиоритовые интрузивы имеют двухфазное строение. Породы ранней фазы — диориты и кварцевые диориты, поздней — гранодиориты и адамеллиты, связанные фаціальными переходами. Отмечаются редкие дайки и жилы мелкозернистых гранитов и аплитов. Судя по извилистым очертаниям интрузивов, редкости автолитов, ксенолитов и крупных вкрапленников в породах, диорит-гранодиоритовые массивы сформировались из высокотемпературных маловязких магм. В породах присутствует биотит, отмечен гиперстен и клинопироксен. По химизму породы всех фаз относятся к нормальному ряду щелочности и являются высококальциевыми, высокоглиноземистыми ($K_{al}=1,08—1,48$), преимущественно умеренно железистыми ($f=44—79\%$) и малоокисленными ($f_{ок}=0,02—0,19$). Генерация адамеллитовой магмы происходила при $P_{общ} \approx 800$ МПа и $T \approx 880^\circ\text{C}$. Кристаллизация аплитов завершилась при $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 50$ МПа и $T \approx 790^\circ\text{C}$. По двухполевошпатовому равновесию диоритовые породы кристаллизовались при $T \approx 1060^\circ\text{C}$, адамеллиты и граниты — $800—820^\circ\text{C}$. По результатам реставрации геологического разреза плутон Труд затвердевал на глубине $1,4 \text{ км}$. Приведенные материалы позволяют отнести породы диорит-гранодиоритовых плутонов к производным умеренно высокотемпературных магм гранит-субвулканического типа [7].

Графит широко развит в породах второй фазы диорит-гранодиоритовых интрузивов и наблюдается в виде двух разновидностей — мелкочешуйчатая и крупнопластинчатая. Он часто образует овальные или неправильной формы «желваки» размером до 3 , редко до 7 см (рис. 2). Повышенные содержания минерала (до 100%) приурочены обычно к периферии желваков, в состав которых входят также кварц, полевые шпаты (рис. 3), иногда биотит и хлорит, в различных количественных соотношениях. Желваки локализуются в апикальных частях плутонов в виде пологопадающих линзовидных полос, в которых их содержится $30—60\%$, протяженностью до нескольких сотен и мощностью до 10 м . Наиболее протяженные и мощные полосы наблюдаются в глубоко эродированных участках апикальной зоны крупного Одонканского плутона (площадь 280 км^2). В небольшом массиве Труд (площадь 12 км^2) графитосодержащие гранодиориты вскрыты скважиной на глубине 230 м , но не были встречены в его обнаженной части. В слабо эродированном массиве Капризный (площадь $2,5 \text{ км}^2$) гранодиориты с графитовыми желваками, а также с пятнистыми скоплениями мелкочешуйчатого графита в одном из участков контактируют с биотитовыми кварц-полевошпатовыми рогамиками, в которых наблюдаются равномерно рассеянные скопления мелкочешуйчатого графита. В породах ранней фазы была установлена вертикальная зона брекчирования мощностью до $20—30 \text{ см}$, в которой угловатые обломки осветленных диоритов цементируются агрегатом мелкочешуйчатого графита. Вдоль центральной части графитосодержащей брекчии протягивается жила друзовидного кварца с анкеритом. Аналогичные жилы в Тарынском субвулкане имеют серебряную минерализацию. Мелкие чешуйки графита Тарынского субвулкана распространены повсеместно, они были встречены в ксенолите кварцсодержащего андезита и покрывают его поверхность.

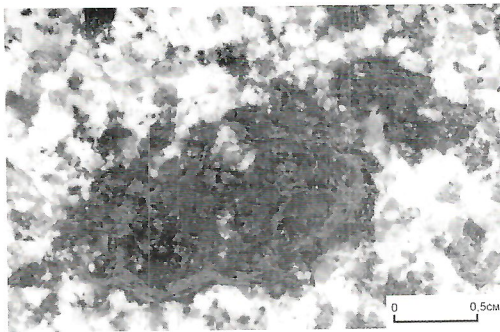


Рис. 2. Графитсодержащий желвак в гранодиорите. Массив Труд. Фото шлифа зерна

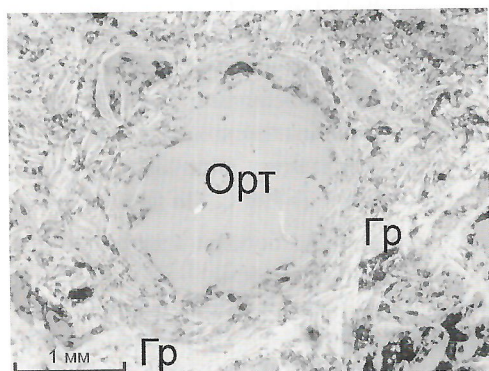


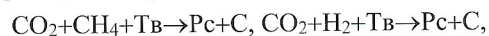
Рис. 3. Листоватые включения графита (Гр) по краям зерна ортоклаза (Орт), окруженного графитовым агрегатом. Фото шлифа, николи II, ув. 300

Таким образом, графит распространен в интрузивах, сформировавшихся в наименее глубинных условиях гиабиссальной фации, и в субвулканах, породы которых являются производными высокотемпературных маловязких магм и характеризуются высокой глиноземистостью и сравнительно низкой окисленностью (рис. 4).

Для выяснения генезиса графита ключевое значение имеет приуроченность его к наиболее высокоглиноземистым кислым магматическим породам. Широко распространенным представлением о формировании высокоглиноземистых гранитоидов (S-гранитов) путем плавления осадочных толщ противоречат локализация в раннедокембрийских ортогнейсовых комплексах, почти не содержащих парапород, их высокая химическая однородность и низкая окисленность, резко отличающая высокоглиноземистые гранитоиды от осадочных толщ. Относительно небольшая глубина залегания кристаллического фундамента в изученном районе (7—8 км [5]) не допускает возможность плавления здесь осадочных толщ под влиянием глубинных источников тепла. В соответствии с представлениями о протекании на ранней стадии развития Земли процессов глобального магматического фракционирования [9 и др.], исходные субстраты высокоглиноземистых кислых магм образовались преимущественно в результате отсадки роговой обманки при малоглубинной дифференциации верхних частей магматического океана. Этот минерал имеет очень небольшую величину коэффициента глиноземистости (около 0,5, тогда как для биотита и полевых шпатов он близок к 1), поэтому кристаллизация роговой обманки приводила к интенсивному росту глиноземистости остаточных расплавов, в которых одновременно уменьшался коэффициент окисленности железа, так как в

роговой обманке он имеет наибольшую величину (в среднем 19%, тогда как в гранате примерно 1,5%, в гиперстене 9%, а в биотите 14%). Известковистость и натровость остаточных расплавов также уменьшались вследствие интенсивного выноса CaO и Na_2O осаждавшейся роговой обманкой [9].

Низкая окисленность высокоглиноземистых гранитоидов, возникших путем декомпрессионно-фрикционного переплавления идентичных им по составу субстратов [8] — обычно причина отсутствия в них магнетита, которая могла приводить к протеканию реакций типа:



где Тв — твердые фазы, Рс — расплав, С — графит.

По этим реакциям растворение воды в расплаве при плавлении и связанное с этим уменьшение ее фугитивности в соответствии с принципом Ле-Шателье стимулировало образование воды, в частности, за счет восстановления углекислоты присутствующими в небольших количествах метаном и водородом с выделением графита. Максимальное декомпрессионное плавление твердых фаз достигалось на малоглубинной стадии подъема магм, что объясняет приуроченность графита к наименее глубинным гранитоидам и субвулканическим породам. Образование главной массы графита на заключительной стадии декомпрессионного плавления подтверждается очень небольшим его содержанием в дайке аплитовидного гранита, секущего скопление графитовых желваков в Одонканском гранитном массиве и образовавшегося на поздней стадии кристаллизации магм. Такое происхождение графита согласуется и с отсутствием его в лейкократовых гранитных прожилках, секущих графитсодержащий ксенолит в массиве

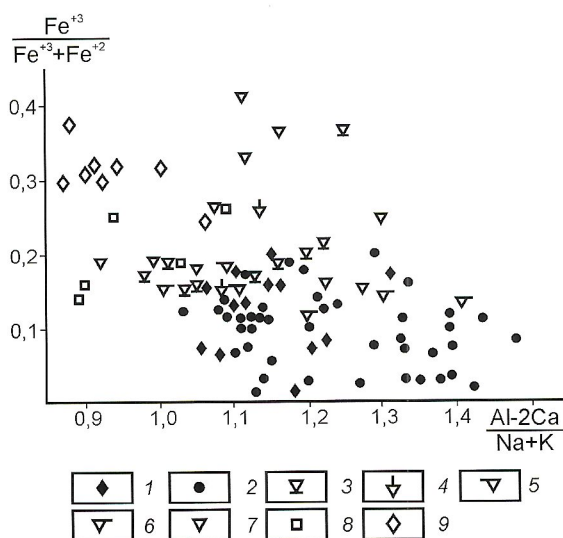


Рис. 4. Соотношение коэффициентов окисленности железа и глиноземистости в магматических породах Верхояно-Колымской складчатой области и Охотского террейна:

графитсодержащие структуры: 1 — Тарынский субвулкан и 2 — плутоны Капризный, Труд, Бульгуньяхский, Одонканский; структуры, не содержащие графит; плутоны: 3 — Нельканский, 4 — Эргеляхский, 5 — Барыллыэлахский, 6 — Куранах-Салинский — Тас-Кыстабытский магматический пояс; 7 — Порожнецпинский, Хаяргастахский, Лево-Эрикитский, Чулулукский — Главный батолитовый пояс; 8 — Курумский — Южно-Верхоянский синклиорий; 9 — Нют-Ульбейский — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

Труд. Присутствие графита в виде включений в калиевом полевоом шпате (см. рис. 3) и других минералах подтверждает его относительно раннее образование. Отсутствие или небольшое содержание графита в поздних дифференциатах гранитных магм противоречит предположению К.Н.Рудича [4] о пневматолитовом генезисе графита. Графит часто кристаллизовался на поверхности ксенолитов осадочных и магматических пород. Наблюдается приуроченность его к крупным зернам кварца и полевого шпата и сросткам этих минералов, по-видимому, также в результате кристаллизации на их поверхности с образованием богатых графитом желваков. Плотность графита при 850°C $\sim 2,07 \text{ г/см}^3$, а кислого расплава $\sim 2,3 \text{ г/см}^3$. Поэтому образующийся графит и богатые им желваки на магматической стадии всплывали и накапливались в виде линз и полос, субпараллельных кровле интрузивов. Их апикальные части часто сложены быстро декомпрессионно затвердевшими при подъеме субвулканическими породами или мелкозернистыми гранитоидами [7], в которых обычно присутствует небольшое количество мелкого автохтонного графита. Всплывавший графит и желваки накапливались преимущественно под этими породами. На позднемагматической стадии декомпрессионного затвердевания гранодиоритовой магмы графит частично перераспределялся с образованием в диоритах ранней фазы графитосодержащих жил и зон дробления.

Графит из гранитоидов массивов Труд, Одонканский, Капризный и из субвулкана Тарынский имеет величину $\delta^{13}\text{C}$, соответственно $-19,7$; $-20,2$; $-20,7$ и $-21,7\text{‰}$ (по любезно предоставленным Г.Н.Гамяниным данным анализов, выполненных под руководством В.А.Пономарчука в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН, Новосибирск). В гранитоидах, мафических и ультрамафических породах величина $\delta^{13}\text{C}$, по данным У.Хефа, А.Н.Фьюка и Д.Р.Бейкера [6], изменяется от -20 до -28‰ , т.е. изученный графит по изотопному составу соответствует наиболее тяжелым графитам магматических пород, является в среднем изотопно более тяжелым, чем уголь (-25‰), органическое вещество из палеозойских осадочных пород Рейнских Сланцевых гор ($-23,5\text{‰}$ – -27‰), но мало отличается от органического вещества современных осадков (чаще всего -20‰ – -27‰) [6]. Однако это не показательно, так как величина $\delta^{13}\text{C}$ в органическом веществе изменяется при процессах литификации вследствие потери CH_4 и CO_2 . Таким образом, полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ в среднем более тяжелые, чем таковые в осадочных породах, что согласуется с полученными данными о магматическом происхождении графита в изученных гранитоидах. В графитосодержащем ксенолите осадочных пород, встреченном в апикальной части массива Труд, углерод легче ($\delta^{13}\text{C}$ равно $-22,4\text{‰}$), чем во вмещающих гранитоидах ($-19,7\text{‰}$), что, по-видимому, свидетельствует о его формировании в значительной степени из органического вещества исходных осадочных пород.

Исходные субстраты магм мало- и умеренноглиноземистых гранитоидов формировались в условиях повышенной глубинности с участием при магматическом фракционировании процессов отсадки граната, в котором железо очень мало окислено [8]. Поэтому в гранитоидах такого состава окислительный потенциал был повышенным, что обусловило частое присутствие в них магнетита и отсутствие графита (массивы Охотского террейна и Южно-Верхоянского синклинория, см. рис. 4). Эти гранитоиды самые распростра-

ненные. Большая глубинность кристаллизации гранитоидов неблагоприятна для сохранения в них графита, так как связанная с высоким давлением повышенная фугитивность воды, выделявшейся из затвердевавшего расплава, приводила к его окислению по реакциям, обратным вышеприведенным. По всей вероятности это главная причина отсутствия графита во многих безмагнетитовых мезоабиссальных высокоглиноземистых гранитоидах южной части Главного батолитового пояса, а также в Нельканском плутоне, несмотря на его пространственную близость к графитосодержащим интрузивам. В приповерхностных гранитоидах и субвулканических породах выделявшийся флюид относительно быстро удалялся по трещинам контракции, что вместе с более низкой фугитивностью воды препятствовало окислению графита при кристаллизации расплава. В вулканических риолитах изученного района коэффициент окисленности железа высокий, несмотря на их высокоглиноземистый состав. Это, по-видимому, обусловлено их частичным окислением под влиянием атмосферного кислорода и объясняет отсутствие в них графита.

Таким образом, в наиболее высокоглиноземистых и наименее окисленных гранитоидах Верхояно-Колымской складчатой области графит иногда присутствует в значительных количествах. Его образование, скорее всего, связано с протеканием реакции восстановления углекислоты метаном под влиянием снижения фугитивности воды при декомпрессионном плавлении в поднимающихся магматических колоннах. Наиболее интенсивное протекание такой реакции в малоокисленных магмах — причина приуроченности графита к высокоглиноземистым гранитоидам, которые имеют пониженную окисленность железа в результате повышенного выноса Fe_2O_3 роговой обманкой, осаждавшейся при магматическом фракционировании. Наиболее глубокое декомпрессионное плавление твердых фаз достигалось на приповерхностных стадиях подъема относительно высокотемпературных магм, что объясняет присутствие графита лишь в наименее глубинных разностях гипабиссальных гранитоидов и субвулканах.

Авторы благодарят Г.Н.Гамянина за любезно предоставленные результаты определений изотопного состава графита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты: 04-05-64711, 03-05-96010р2003Арктика), научной программы «Университеты России» (УР.09.01.451).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахареv А.Г., Зайцев А.И. Тас-Кыстабытский магматический пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: «МАИК Наука/Интерпериодика», 2001. С. 263—269.
2. Бахареv А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. Строе-ние и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 15—19.
3. Рудич К.Н. Магматизм и особенности тектонического строе-ния хребта Сарычева. — М.: Госнаучтехиздат, 1959.
4. Стогний В.В., Стогний Г.А. Васильев С.П. Гравитационное и магнитное поле Якутии // Геофизика. 2000. № 2. С. 48—51.
5. Ферштаттер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоци-аций. — М.: Наука, 1987.
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.
7. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
8. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. — Якутск: НИПК «Сахаполиграфиздат», 2003.

Магматизм Докучанской кольцевой структуры

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, С.П.РОЕВ

Докучанская кольцевая структура расположена в северной части Уяндино-Ясачненского вулканно-плутонического пояса. В поздней юре в тыловой части Уяндино-Ясачненской палеоостровной дуги «нестандартного развития» формировались известково-щелочные и субщелочные серии пород существенно мантийного происхождения [12]. В раннемеловое время в процессе коллизии островной дуги и Верхоянской окраины Сибирского континента образовались массивы гранодиорит-гранитного и гранит-лейкогранитного составов Главного батолитового пояса [11], для большинства которых доказан коровый генезис [13]. В настоящей статье представлены результаты изучения магматизма Докучанской кольцевой структуры, локализованной в пределах Догдинского вулканогенного поля в зоне пересечения региональных разломов северо-западного и субширотного направлений, где «закартированы» позднелюрские вулканогенные образования, интрузивные тела габброидов и гранитоидный массив. Это позволяет установить как возрастные взаимоотношения между известково-щелочными и субщелочными островодужными сериями пород, так и парагенетические соотношения между ними и гранитоидами.

Геологическое строение района. Докучанская кольцевая структура приурочена к Догдинскому грабену, выполненному мощной осадочно-вулканогенной толщей средне-позднелюрского возраста, залегающей на карбонатных отложениях палеозоя (рис. 1). В вулканогенной толще суммарной мощностью около 800 м преобладают отложения мукдуканской и эмтанджинской свит (600—650 м). Разрез мукдуканской свиты характеризуется мощными (до 120 м) покровами базальтов (до 70%); в разрезе эмтанджинской наряду с базальтовыми установлены относительно маломощные (первые метры—первые десятки метров) покровы андезитов, дацитов, риодацитов. В залегающей выше догдинской свите фиксируются глинистые и песчано-глинистые сланцы и песчаники с подчиненным количеством покровов риолитов и горизонтов туфов риолитового состава. По периферии структуры вулканогенная толща расслоена мощными (до 200 м) силлами габбро-долеритов и долеритов и интродуцирована штокообразными телами и дайками того же состава. К центральной части структуры приурочен Докучанский гранитоидный массив, по данным предшественников являющийся типичным представителем коровых гранодиорит-гранитных плутонов Главного пояса [5]. Изотопные датировки пород массива отсутствуют. Однако гранитоиды ближайших к Докучанской структуре Догдинского и Верхнетирехтяжского гранодиорит-гранитных массивов Главного пояса датируются Ar-Ar методом, соответственно, 138,5—141,0 и 137,4—141,6 млн.лет [16]. В средней части структуры авторы установили выходы штокообразных тел диорит-монцитонитового состава диаметром до 700 м, несущих многочисленные ксенолиты базальтов и инъецированных гранитным материалом, что однозначно определяет возрастные взаимоотношения магматических пород структуры.

Петрография и минералогия магматических пород. Петрографические особенности кислых вулканитов рас-

смотрены нами ранее [13]. Здесь мы детально охарактеризуем только основные вулканиты. **Базальты** — массивные, нередко миндалекаменные, в верхах потоков пузыристые породы с интерсертальной, гиалиновой, реже вариолитовой структурой. Наряду с покровной фацией отмечаются базальтовые кластолавы, состоящие из угловатых обломков базальтового стекла в интерсертальном базальтовом матриксе, или из тесно соприкасающихся обломков базальта различной структуры. В порфировых вкрапленниках (10—25%) наблюдаются плагиоклаз и уралитизированный пироксен, как правило, замещенные эпидот-карбонатными агрегатами. Плагиоклаз — битовнит в покровах нижней и средней части вулканогенного разреза и андезин и олигоклаз-андезин — в верхней (переход к гавайитам и муджиеритам). Пироксен базальтов нижних горизонтов разреза представлен магнезиальным (железистость $f=27—46\%$) клинопироксеном. В процессе кристаллизации с понижением расчетной [6] температуры от 1250 до 900°C его состав изменяется от суб- до высококальциевого авгита и салита (рис. 2, А). Клинопироксены базальтов верхних горизонтов отличаются более высокой железистостью (40—52%) и повышенным содержанием Na_2O (0,7—1,3 против 0,05—0,3%). Наряду с ними присутствуют магнезиально-железистый ортопироксен и пижонит ($f=53—56\%$)*.

Габбро, габбро-долериты, долериты, диабазы различаются только структурами: от среднезернистой габбро-офитовой в центральных частях крупных тел до порфировой и порфировидной с диабазовой и долеритовой мелко- и микрозернистой основной массой в породах мелких штоков, даек и эндоконтактах крупных тел. Часто встречаются ксенолиты амфиболитов и базальтов, а в зоне влияния гранитоидного массива по габброидам развиваются агрегаты тонких чешуек биотита в ассоциации с мелкозернистым кварцем и сульфидами. Плагиоклаз пород имеет прямую зональность и аномально кислый состав (43—28% An). В центре его зерен наблюдаются корродированные ядра битовнита (70—73% An) с включениями идиоморфного пижонита. Темноцветные минералы представлены пироксеном и амфиболом, редко оливином ($\text{Fa}=56—59\%$), замещенным иддингситом. Состав пироксенов аналогичен таковому базальтов верхних горизонтов вулканогенного разреза: суб- и высококальциевый авгит с повышенным содержанием Na_2O (0,8—2,1%) и $f=38—57\%$, расчетной температурой кристаллизации до 1200°C. При 1100—900°C кристаллизуется ортопироксен ($f=54—62\%$). Амфибол образует псевдоморфозы по пироксенам и выполняет интерстиции. Состав его ранней генерации отвечает паргаситу или промежуточный между паргаситом и роговой обманкой (см. рис. 2, Б). Расчетная [17] температура кристаллизации 940—890°C, давление

* Здесь и далее составы полевых шпатов определены оптическими методами, составы темноцветных и аксессуарных минералов — рентгеноспектральным методом на микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГАБМ СО РАН.

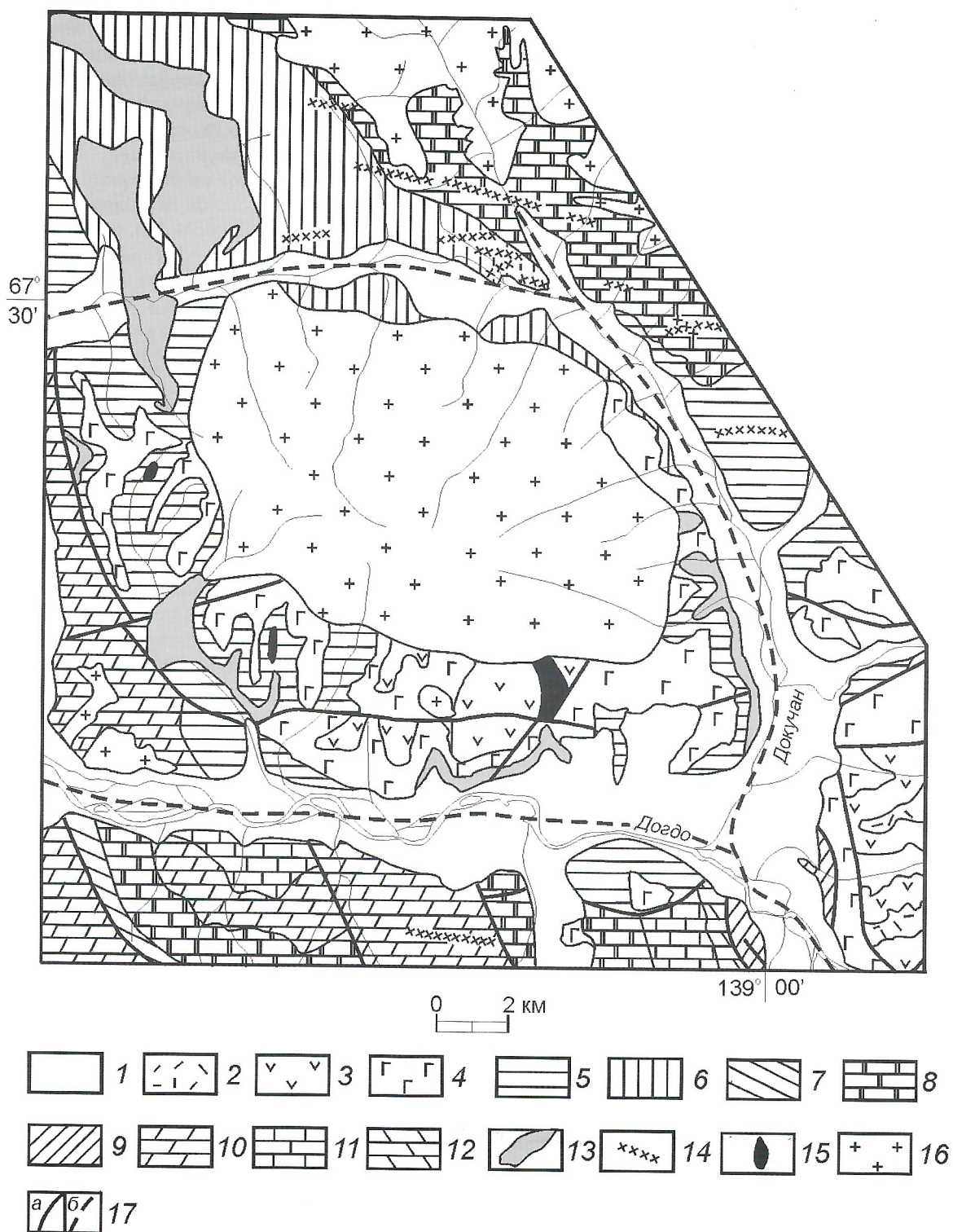


Рис. 1. Геологическая карта Докучанской структуры. По [5] с дополнениями авторов:

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя юра, кимериджский—нижний волжский ярусы, догдинская свита (риолиты и их туфы, глинистые и песчано-глинистые сланцы, песчаники); 3 — верхняя юра, оксфордский и кимериджский ярусы, эмтанджинская свита (базальты, андезиты, дациты, риодациты, их туфы и туфобрекчии, глинистые сланцы и песчаники); 4 — верхняя юра, оксфордский ярус, мукдуканская свита (базальты, диабазы, спилиты, пепловые туфы и глинистые сланцы); 5 — средняя юра, батский ярус (глинистые и песчано-глинистые сланцы, конгломераты и конгломерато-брекчии); 6 — средняя юра, байосский ярус (глинистые, песчано-глинистые, слюдисто-карбонатные и кварцево-сланцевые сланцы, конгломераты и конгломерато-брекчии); 7 — нижний карбон, турнейский ярус (глинистые, известково-глинистые, песчано-глинистые и кварцево-известковистые сланцы и песчаники); 8 — верхний девон, франский ярус (известняки и конгломераты); 9 — средний девон, живетский ярус (известняки и известково-глинистые сланцы); 10 — средний девон, эйфельский ярус (известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы); 11 — нижний девон (известняки и известково-глинистые сланцы); 12 — верхний силур, лудловский ярус (известняки и конгломераты); 13 — габбро, диабазы; 14 — дайки габбро-диабазов, диабазов, долеритов; 15 — диориты, монзониты, габбро-диориты; 16 — гранитоиды Докучанского массива; 17 — тектонические нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые

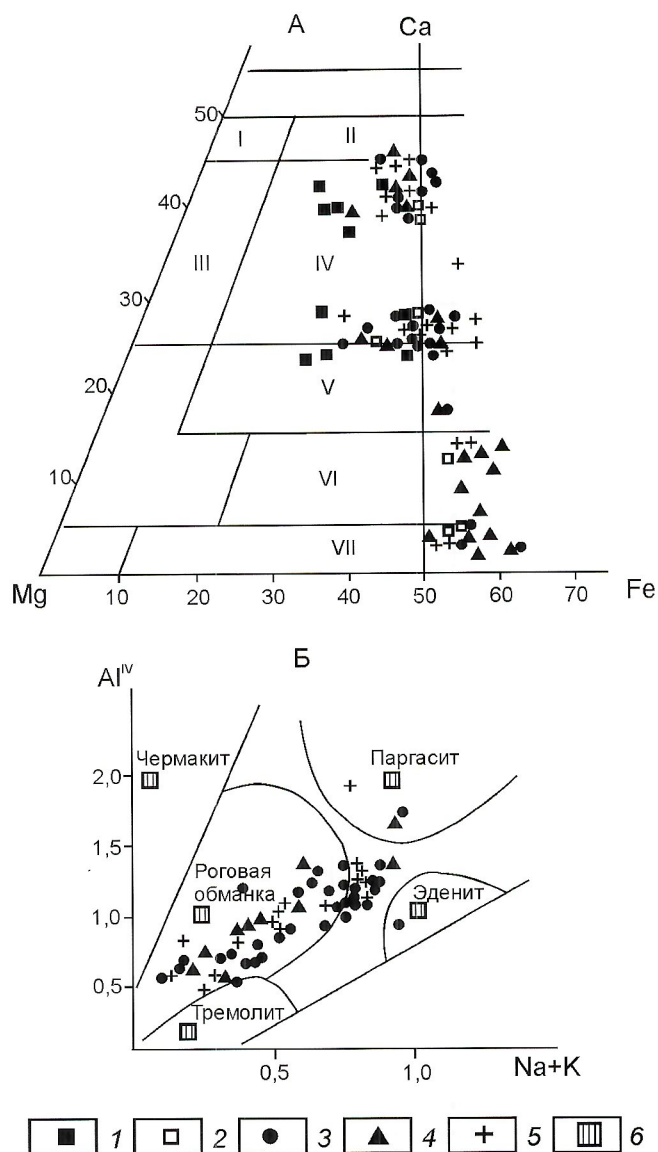


Рис. 2. Составы пироксенов и амфиболов магматических пород Докучанской структуры:

А — пироксены, Б — амфиболы; базальты горизонтов вулканогенного разреза: 1 — нижние, 2 — верхние; 3 — габброиды; 4 — монцодиориты; 5 — гранитоиды; 6 — эталонные составы; поля-диаграммы: I — диопсид, II — салит, III — эндиопсид, IV — авгит, V — субкальциевый авгит, VI — пизонит, VII — ортопироксен

490—320 МПа, $f=36$ —44%. В единичных случаях отмечен эденит, типичный для пород повышенной щелочности. На позднемагматическом этапе образуется обыкновенная роговая обманка ($T=970$ — 830°C , $P=290$ —50 МПа, $f=42$ —62%). Характерны крупные зерна титаномagnetита (19,8—24,5% TiO_2). Аксессуарный гранат имеет состав близкий пиропу (70—76% Py). Наблюдаются скопления игольчатого хлор-апатита.

Количественно минеральный состав пород выявленных авторами в средней части структуры небольших интрузивов изменяется от габбро-диорита и монцонита до гранодиорита, в среднем отвечая кварцевому монцониту (в %): кварц — 14,7; плагиоклаз — 44,6; калиевый полевой шпат — 23,7; пироксен — 2,6; амфибол — 7,6; биотит — 6,8. Текстура пород массивная и шлирово-такситовая, с моно-

и биминеральными скоплениями плагиоклаза, пироксена и плагиоклаза, пироксена и амфибола. Структура гетерозернистая и порфировидная до порфировой, в моно- и биминеральных скоплениях призматически-зернистая, габбро-офитовая, диабазовая, в окружающем матриксе аллотриоморфнозернистая и пегматоидная.

В породах преобладают идиоморфные и изометричные зерна зонального плагиоклаза. Его первая генерация представлена лабрадором (62—55% An), содержит корродированные ядра битовнита (70—72% An) и многочисленные включения пироксена и амфибола. Плагиоклаз основной массы — андезин и олигоклаз с прямой зональностью (47—23% An). Пироксен образует изометричные и короткопризматические зерна, а в скоплениях плагиоклаза-I приурочен к его интерстициям. Для ранней генерации характерен субкальциевый магниальный авгит ($f=40\%$, T около 1100°C). По мере кристаллизации расплава он сменяется высококальциевым авгитом ($f=46$ —50%, $T=1000$ — 950°C) и магниально-железистым ортопироксеном ($f=51$ —61%, $T=950$ — 900°C). В крупных зональных зернах клинопироксена ядра округлых очертаний сложены субкальциевым, а периферия — высококальциевым авгитом. Амфибол образует полные псевдоморфозы по пироксенам, ксеноморфные зерна в интерстициях и изометричные в биминеральных скоплениях с плагиоклазом-II. Состав его близок составу амфиболов габброидов (см. рис. 2, Б) и изменяется от паргасита ($P=520$ —480 МПа, $T=920$ — 870°C) до обыкновенной роговой обманки ($P=320$ —70 МПа, $T=880$ — 820°C). Биотит в ассоциации с кварцем выполняет интерстиции плагиоклаза и темноцветных минералов или замещает последние. По вариациям содержаний F (1,5—2,3%) и f (53—64%) он отвечает биотитам пород габбро-гранитных серий [3], а по F/ОН и Mg/Fe — биотитам производных корово-мантийных расплавов [14] (рис. 3). Кварц и калиевый полевой шпат занимают большую часть межзерновых промежутков между плагиоклазом и темноцветными минералами, при этом калиевый полевой шпат ксеноморфен даже кварцу. По оптическим константам он соответствует санидину ($-2V<10^{\circ}$) и иногда обрастает высоким ортоклазом ($-2V=45^{\circ}$). В акцессорной фракции преобладают магнетит и марганцовистый ильменит. К зернам поздней генерации амфибола и биотиту приурочены немногочисленные вроски апатита и циркона. Изредка отмечаются крупные зерна ортита. Характерная черта пород — неравновесность состава. Идиоморфные и субидиоморфные таблички среднего-основного плагиоклаза и пироксен-амфиболовые скопления, соответствующие минеральным ассоциациям основных пород, погружены в аллотриоморфнозернистый матрикс гранитоидного состава или в микро-мелкозернистый пегматоидный агрегат.

Главная фация Докучанского массива сложена амфибол-биотитовыми *гранитами и гранодиоритами*. Породы средне- и крупнозернистые, массивные и шлирово-такситовые. Структура гипидиоморфнозернистая гранитная, участками аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая и пегматоидная. Плагиоклаз обладает прямой зональностью (35—22% An). Число тонких зон достигает первых десятков. Часты корродированные ядра и скопления мелких изометричных зерен битовнит-лабрадора (78—50% An), резко отличающегося от состава плагиоклаза окружающих зон и гранитного матрикса. По таким скоплениям раз-

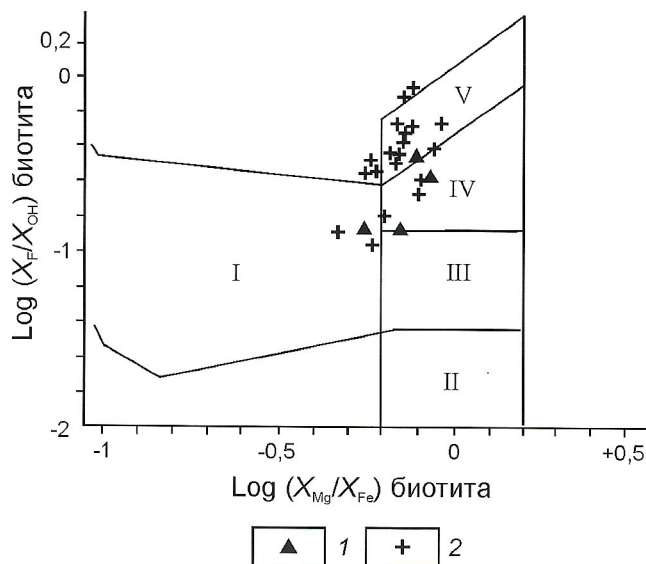


Рис. 3. Соотношения F/OH и Mg/Fe в биотитах магматических пород Докучанской структуры:

1 — гранитоиды Докучанского массива; 2 — монцодиориты; поля составов биотитов гранитоидов — производных расплавов [14]: I — образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков, II — первичных океанических, III — корово-мантийных, IV — мантийно-коровых, V — коровых анатектических

виваются крупные таблички андезин-олигоклаза или его «футляры» вокруг них. Калиевый полевой шпат представлен высоким ортоклазом, крупные зерна которого иногда зональны с ростом угла оптических осей ($-2V$) к периферии от 30 до 80°. На позднемагматическом этапе кристаллизуются крупные порфиобласты неправильной и субтаблитчатой форм промежуточного до низкого ортоклаза ($-2V=60-80^\circ$) с многочисленными пертитам альбита, включающими слабо корродированные зерна плагиоклаза и амфибола.

Пироксен, наблюдающийся в виде корродированных зерен и включений в плагиоклазе мелкозернистых скопленений, по составу идентичен рассмотренным пироксенам габброидов (см. рис. 2, А) и кристаллизуется при аномально высоких для гранитоидов температурах (до 1250°C). Амфибол, ассоциирующий с битовнит-лабрадором, имеет промежуточный между паргаситом и роговой обманкой состав, также близкий к составу амфибола ранней генерации габброидов ($f=38-45\%$, $P=300-220$ МПа, $T=900-860^\circ\text{C}$). Преобладает умеренножелезистая роговая обманка ($f=45-55\%$, $P=200-50$ МПа, $T=870-830^\circ\text{C}$) второй генерации. Встречены единичные реститовые (или ксеногенные) корродированные зерна высокоглиноземистого (Al_2O_3 до 14,3%) железистого паргасита ($f=65-79\%$, $P=1020-480$ МПа, $T=970-930^\circ\text{C}$), характерного для основных пород повышенной щелочности (см. рис. 2, Б). Биотит ассоциирует с амфиболом второй генерации и кварцем и также, как в диорит-монцонитах, отвечает по составу биотитам гранитоидов габбро-гранитных серий ($F=0,8-2,5\%$, $f=53-64\%$) мантийно-корового и корового происхождения (см. рис. 3).

Среди аксессуарных минералов наиболее характерен ортит, крупные зерна которого иногда соизмеримы с пороодообразующими минералами. Наряду с преобладающими

низкотемпературными модификациями ильменита и магнетита встречаются единичные зерна высокотемпературного титаномагнетита (TiO_2 15,2—22,4%). В амфиболе и биотите фиксируются многочисленные мелкие включения апатита, более редкие циркона и ксенотима и точечные включения радиоактивного минерала. В протоолочках гранитоидов встречаются единичные зерна альмандин-гроссуляра, типичного для метаморфических пород кристаллического фундамента.

Присутствие в породах ассоциации основного плагиоклаза и высокотемпературного пироксена, неравновесной с гранитоидным расплавом, их явно магматический облик, идентичность этим минералам составов пироксенов и ранней генерации амфибола, предшествующих базальтоидов и габброидов указывает, по мнению авторов, на подъем в нижние горизонты коры мантийного базальтоидного расплава и плавление под его воздействием коровых субстратов.

Петро- и геохимические особенности магматических пород. По составу базальты, вскрытые в пределах Докучанской структуры, изменяются от оливин-нормативных известково-щелочной серии в низах вулканогенного разреза до оливин-нефелин-нормативных гавайитов и муджиритов К-Na серии ($\text{K/Na}=0,25-0,8$) — в его верхней части (рис. 4; 5, таблица). Соответственно, на диаграмме геодинамических обстановок (рис. 6) точки составов первых локализируются в поле известково-щелочных островодужных базальтов, а вторых — в поле субщелочных островодужных базальтов или занимают промежуточное положение между островодужными и внутриплитными базальтами. Аналогично и положение их на диаграммах соотношений элементов-примесей (рис. 7). Тренды редкоземельных элементов первых — слабо дифференцированные, типично островодужные; вторых — с заметным обогащением легкими редкоземельными элементами (рис. 8). Габброиды по петрохимическим параметрам близки базальтам К-Na серии верхних частей вулканогенного разреза и имеют еще более дифференцированные

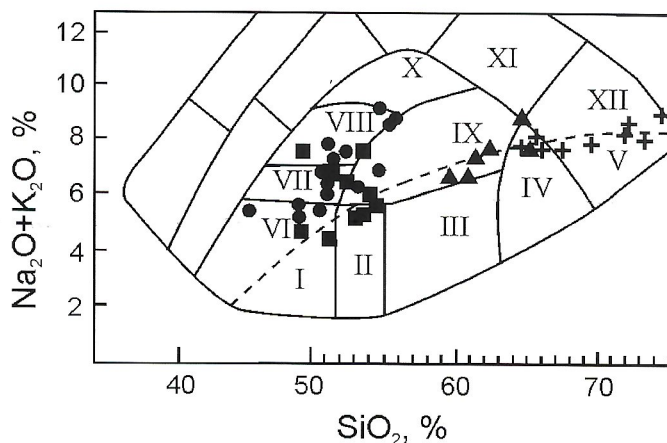


Рис. 4. Классификационная диаграмма для магматических пород Докучанской структуры:

поля диаграммы [22, 15]: I — габбро, базальт; II — габбро-диорит, андезитобазальт; III — диорит, андезит; IV — гранодиорит, дацит; V — гранит, риолит; VI — субщелочное габбро, гавайит; VII — монцонит, муджирит; VIII — монцонит, трахиандезит; IX — сиенит, бенморейт; X — сиенит, трахит; XI — щелочной гранит, риолит; пунктирная линия отделяет поля известково-щелочных и субщелочных пород; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

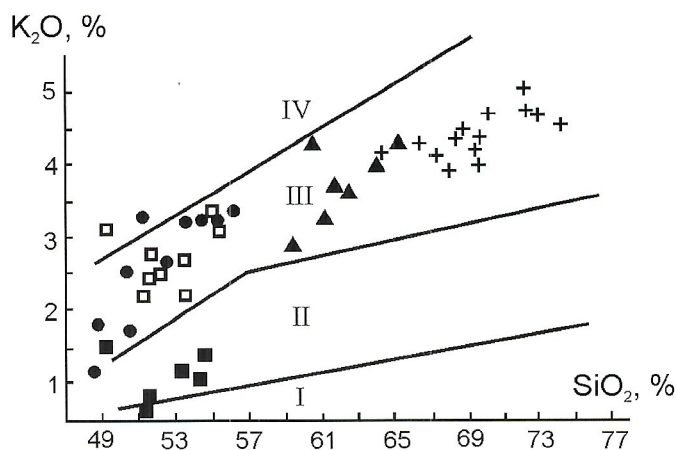


Рис. 5. Соотношение K_2O-SiO_2 в магматических породах Докучанской структуры:

поля диаграммы — серии магматических пород [23]: I — низкокальциевая толеитовая, II — среднекальциевая известково-щелочная, III — высококальциевая известково-щелочная, IV — шохонитовая; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

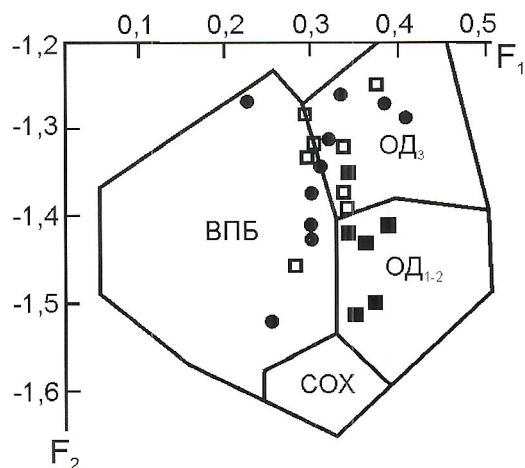


Рис. 6. Геодинамические обстановки формирования основных пород Докучанской структуры:

поля диаграммы [18], базальты: СОХ — срединно-океанических хребтов, островных дуг (ОД₁ — низкокальциевые, ОД₂ — известково-щелочные, ОД₃ — субщелочные базальты-шохониты), ВПБ — внутриплитные океанических островов, трапповых провинций и континентальных рифтов; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

тренды редкоземельных элементов, с обогащением как тяжелыми, так и особенно легкими лантаноидами, что характерно для основных пород повышенной щелочности. Все эти факты могут указывать на смену режима сжатия режимом растяжения в процессе развития основного магматизма кольцевой структуры.

Подобная нестандартная схема развития островных дуг с сочетанием известково-щелочных и K-Na субщелочных серий пород отмечается довольно часто и объясняется наложением на обычный в островных дугах режим сжатия локальных или региональных процессов растяжения, которые могут проявляться на различных этапах развития островной дуги, в разных ее зонах и иногда приводят к разрыву субдуцируемой литосферной плиты и поступлению

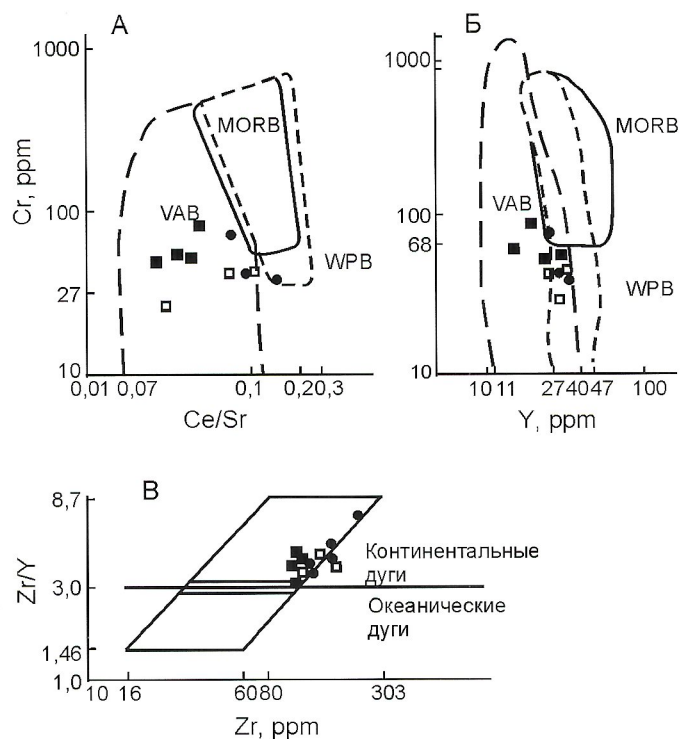


Рис. 7. Соотношения элементов-примесей в основных породах Докучанской структуры:

поля диаграммы А [19] и Б [20], базальтоиды: MORB — срединно-океанических хребтов, VAB — островодужные и WPB — внутриплитные; В — континентальные дуги — базальтоиды энциалических и океанические дуги — энциалических островных дуг; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

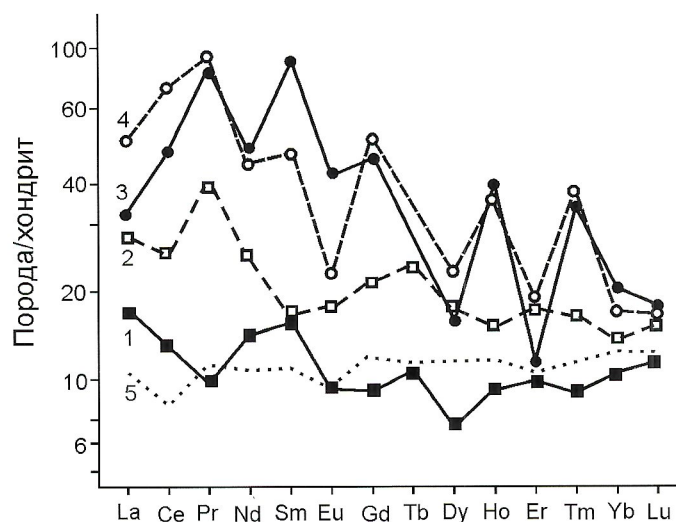


Рис. 8. Нормированное по хондриту [10] распределение редкоземельных элементов в магматических породах Докучанской структуры. Анализы выполнены плазменно-спектрометрическим методом в ИПА СО РАН. Аналитик А.С.Черевко:

базальты горизонтов вулканогенного разреза: 1 — нижних, 2 — верхних; 3—4 — габброиды; 5 — тренд эталонных островодужных базальтов [2]

Химический состав магматических пород Докучанской кольцевой структуры

Компоненты	Породы (число анализов)				
	Базальты		Габброиды (10)	Монцодиориты (7)	Гранитоиды (14)
	Известково-щелочные (6)	Субщелочные (9)			
SiO ₂ , %	53,03 (49,25—54,59)	52,32 (49,08—55,10)	52,23 (48,85—56,16)	62,21 (59,77—65,28)	69,44 (64,53—74,18)
TiO ₂	2,90 (1,56—2,71)	2,43 (2,10—2,99)	2,42 (1,79—3,79)	0,96 (0,51—2,16)	0,37 (0,23—0,57)
Al ₂ O ₃	14,50 (13,85—15,57)	14,67 (13,87—15,64)	14,81 (14,04—15,97)	15,27 (12,93—16,25)	14,52 (13,64—16,32)
Fe ₂ O ₃	2,56 (1,64—3,76)	2,68 (1,85—4,11)	2,83 (1,50—4,71)	0,90 (0,45—1,67)	0,42 (0,18—0,87)
FeO	8,64 (6,58—10,49)	8,73 (7,27—10,09)	8,60 (5,19—11,41)	4,85 (3,48—8,28)	2,62 (1,29—4,06)
MnO	0,26 (0,15—0,36)	0,25 (0,15—0,28)	0,20 (0,04—0,34)	0,14 (0,08—0,31)	0,04 (0,02—0,10)
MgO	3,59 (2,15—6,65)	3,26 (1,77—4,13)	3,00 (1,77—5,45)	2,03 (1,08—3,23)	1,06 (0,40—2,16)
CaO	7,49 (5,20—10,23)	6,14 (4,81—7,29)	6,38 (4,81—7,92)	4,61 (4,14—6,35)	2,91 (0,81—4,14)
Na ₂ O	4,25 (3,12—5,20)	4,81 (4,18—5,91)	4,54 (3,00—5,76)	3,78 (3,24—5,22)	3,50 (2,96—3,84)
K ₂ O	1,22 (0,79—1,50)	2,44 (1,97—3,27)	2,57 (1,05—3,31)	3,71 (2,51—4,42)	4,34 (3,93—5,03)
H ₂ O	0,95 (0,67—1,22)	1,17 (0,30—2,04)	1,15 (0,30—1,87)	0,71 (0,45—1,44)	0,53 (0,20—1,26)
P ₂ O ₅	0,64 (0,34—1,01)	0,76 (0,51—1,08)	0,59 (0,03—0,91)	0,25 (0,09—0,88)	0,09 (0,04—0,22)
CO ₂	0,46 (0,14—1,09)	0,27 (0,14—0,68)	0,29 (0,14—0,82)	0,11 (0—0,27)	0,07 (0—0,41)
F	0,08 (0,06—0,11)	0,12 (0,10—0,15)	0,10 (0,06—0,15)	0,13 (0,09—0,24)	0,09 (0,03—0,13)
Сумма	100,57	100,05	99,71	99,66	100,00
Li, г/т	20 (14—29)	29 (15—43)	33 (24—49)	36 (19—47)	45 (30—59)
Rb	45 (30—60)	78 (40—90)	90 (60—150)	110 (60—180)	170 (150—220)
Ba	740 (500—850)	900 (850—1100)	1520 (990—2800)	1740 (980—2400)	1120 (820—1700)
Sr	690 (400—850)	660 (620—750)	800 (500—1100)	350 (160—550)	150 (110—170)
Cr	67 (47—80)	34 (24—47)	56 (35—67)	64 (35—86)	48 (33—64)
Ni	23 (13—30)	10 (7—14)	12 (7—16)	9 (6—12)	12 (8—15)
V	260 (180—350)	220 (130—290)	250 (180—270)	90 (50—150)	80 (70—110)
Co	29 (14—41)	35 (23—40)	29 (23—38)	11 (8—14)	10 (7—13)
Y	24 (16—27)	30 (25—38)	34 (27—40)	35 (28—46)	41 (31—58)
Nb	14 (11—18)	13 (9—18)	13 (9—17)	11 (9—16)	16 (12—19)
Zr	95 (60—140)	170 (120—220)	175 (130—250)	260 (220—310)	280 (220—340)

Примечания. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН: содержания петрогенных компонентов — силикатным анализом (аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова); элементы-примеси — эмиссионным спектральным (Г.И.Капышева). Li, Rb — методом фотометрии пламени (Э.Е.Собардахова).

по зонам разрывов более глубинных магм [2]. Это справедливо и для рассматриваемой структуры, для которой среднее расчетное [7] давление в очагах магмогенерации составляло 1200 МПа для известково-щелочных базальтов и 1800 МПа — для субщелочных базальтов и габброидов.

Гранитоиды Докучанского массива принадлежат к известково-щелочной повышеннокалиевой серии (см. рисунки 4, 5 и таблицу). Породы диопсид-нормативные, не-

досыщенные глиноземом (из 14 лишь в двух наиболее лейкократовых разностях установлен нормативный корунд). Расчетная [1] глубина магмогенерации (в среднем 800 МПа) отвечает нижнекоровому уровню. Распределение элементов-примесей в гранитоидах указывает на связь их с основными магмообразующими субстратами или основными магмами: они обладают устойчивыми значениями Rb/Sr, не зависящими от содержаний в породах SiO₂ и ха-

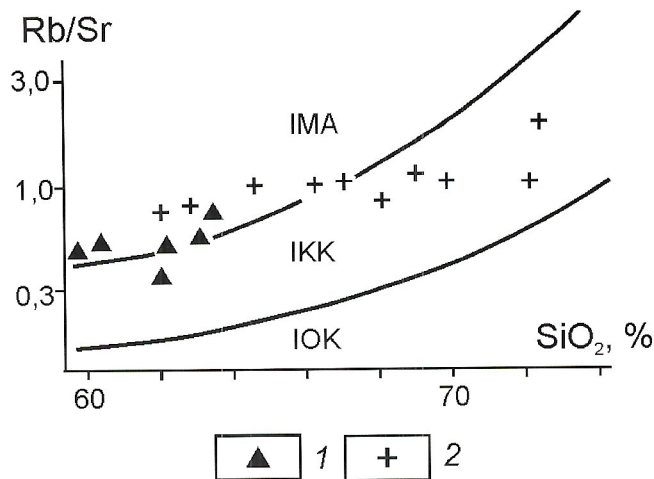


Рис. 9. Соотношение Rb/Sr—SiO₂ в гранитоидах (1) и диоритах (2) Докучанской структуры:

поля-диаграммы [21], магматические породы: IOK — океанической коры, IKK — континентальной коры, IMA — щелочно-мантйные

рактерными как для производных магматических очагов, генерировавшихся в континентальной коре, так и производных щелочно-мантйных расплавов (рис. 9); соотношения Sr—Rb/Sr (в среднем 160—1,2) и K/Rb—Rb (в среднем 212—162) отвечают таковым корово-мантйных производных [8, 9]; (La/Yb)_N 1,4—3,2 аномально низкие для коровых гранитов [4] и близки таковым в базальтах (1,4—2,6) и габброидах (2,7—3,1), при широко изменяющихся во всех магматических породах структуры значениях Yb_N: 10,8—20,5 в гранитоидах; 10,4—12,9 в базальтах и 15,2—18,1 в габброидах. Таким образом, и минералогические, и геохимические особенности гранитоидов указывают на парагенетическую связь их с глубинными магмами или основными субстратами.

Породы диорит-монцонитового состава по всем петро- и геохимическим параметрам занимают промежуточное положение между гранитоидами и основными породами (см. рисунки 5, 6 и таблицу). По петрографическим данным они однозначно определяются как образования, сформированные в процессе синтексиса базальтоидного и гранитоидного расплавов.

Результаты изучения магматизма Докучанской структуры позволяют в заключение сделать следующие выводы:

1. Формирование позднеюрского основного магматизма происходило в условиях островной дуги нестандартного развития со сменой режима сжатия режимом растяжения на позднем этапе.

2. Породы диорит-монцонитового состава образовались в результате синтексиса базальтоидного и гранитоидного расплавов.

3. Гранитоиды Докучанского массива обнаруживают отчетливые признаки участия мантйных источников в их петрогенезисе и «наследуют» геохимические особенности основных пород, что, вероятно, обусловлено возникновением материнского расплава в результате плавления коровых субстратов под влиянием внедрившегося в нижние горизонты коры мантйного расплава.

4. Длительная эволюция магматизма Докучанской кольцевой структуры и специфика составов его производных

указывают на возможное функционирование локального мантйного диапира.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 03-05-96079-р2003арктика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л.: Недра, 1978.
2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
3. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
4. Джан Б.М., Чжан 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. 1987. С. 250—284.
5. Дубовиков Л.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Листы Q-54-I, II. — М.: Недра, 1967.
6. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
7. Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение «состав—глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57—67.
8. 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.
9. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 57—67.
10. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 61—66.
13. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999.
14. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. P. 235—321.
15. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of Igneous rocks. — George Allen and Unwin, London, 1979.
16. 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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167—170.
17. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J. Petrol. 1978. Vol. 23. P. 186—214.
18. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus // Tectonophysics. 1973. Vol. 25. P. 41—67.
19. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites. Pt. 2. Pergamon Press. N.-Y. 1982. P. 525—548.
20. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. — Shiva, Nantwich. 1983. P. 230—249.
21. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. — Berlin, 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615—627.
22. Wilson M. Igneous petrogenesis. — Unwin Hayman, London, 1989.
23. Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 70. P. 341—356.

Петрохимические особенности щелочных базитов Накынского кимберлитового поля

А.Г.КОПЫЛОВА, А.Л.ЗЕМНУХОВ, М.Д.ТОМШИН

В Накынском кимберлитовом поле наряду с широко распространенными субщелочными долеритами и габбро-долеритами, типичными для Вилуйско-Мархинского дайкового пояса [6, 7], установлены отличающиеся от них по ряду петрохимических признаков, так называемые, щелочные базиты [5, 10, 11]. Полученные авторами статьи новые минералогические и петро-геохимические данные по щелочным базитам, вскрытым разведочными скважинами, существенно расширяют имеющиеся представления о проявлении среднепалеозойского магматизма в пределах Вилуйской палеорифтовой системы.

Большинство интрузивов щелочных базитов представлено маломощными (до 5 м, реже больше) секущими телами, сложенными порфировыми миндалекаменными тонко- и мелкозернистыми долеритами и микродолеритами. К Дьяхтарскому и Ботуобинскому кимберлитоконтролирующим разломам приурочено около двух десятков таких тел (рис. 1). По тонкозернистому с фенокристаллами плагиоклаза облику пород, обилию миндалинов, большому количеству слабобаскристаллизованного мезостазиса и гидроксидсодержащих вторичных минералов предполагается субвулканическая природа рассматриваемых щелочных базитов и флюидонасыщенность формирующего их магматического расплава. Внешне это плотные породы темно-серого до черного цвета с отчетливо выраженной миндалекаменной текстурой и порфировой структурой. Структура основной массы гиалиновая, гиалопилитовая, интерсертальная и микродолеритовая. Микровкрапленники представлены лабрадором An_{68-62} (табл.1, ан. 1), часто образующим гломеропорфировые скопления. Плагиоклаз основной массы имеет более кислый состав An_{53-45} и часто серицитизирован и калишпатизирован. Клинопироксен образует изометричные зерна, частично или полностью замещенные тальк-хлоритовым агрегатом или зеленым хлоритом с сыпью магнетита. Характерно высокое содержание рудных минералов (6—10%), представленных в основном иглами ильменита с подчиненным количеством пластинчатого титаномагнетита. Мезостазис, выполненный полупрозрачной стекловатой хлоритизированной массой, пронизан микролитами плагиоклаза и скоплениями тонкоиглового ильменита и по данным точечного микронзондового анализа представляет собой смесь из железомagneзиевых гидроксидсодержащих силикатов, титансодержащих минералов и калиевого полевого шпата (см. табл. 1, ан. 27). Мелкие идеально округлые миндалины (10—15%), размером от долей до 5 мм, выполнены в разных соотношениях халцедоном, карбонатом, цеолитами, смектитами, бурым и зеленым хлоритом, иногда присутствует пирит.

В отдельных телах щелочных базитов (например, вскрытых скважинами 42/44; 5; 50/49-17д и др.) наблюдаются хорошо раскристаллизованные среднезернистые разновидности пород, имеющих офитовую с элементами пойкилоофитовой и долеритовую структуры. Первичный парагенезис минералов в неизмененных разностях долеритов представлен длиннопризматическим плагиоклазом, иногда образующим обособления субпараллельно ориентированных призм (An_{73} во вкрапленниках и An_{31} в основной мас-

се; см. табл. 1), розовато-бурый с повышенным содержанием титана умеренножелезистым авгитом ($Wo_{35-37}En_{40-43}Fs_{20-23}$), редкими зернами оливина, замещенного боулингитом, и крупными табличками ильменита. В интерстициях отмечены чешуйчатый хлорит, выделения смектитов, местами кварц-полевошпатовый агрегат с призмочками апатита.

Мощные интрузивы щелочных базитов встречаются редко. Наиболее хорошо изучена двухфазная дайка Нюрбинская, интродуцирующая кимберлиты одноименной трубки [2, 5, 10]. Ее мощность, установленная по данным бурения, около 60—70 м. Породы краевых зон дайки сложены миндалекаменными порфировыми мелко- и тонкозернистыми долеритами и микродолеритами, идентичными породам маломощных тел. По направлению к центру дайки

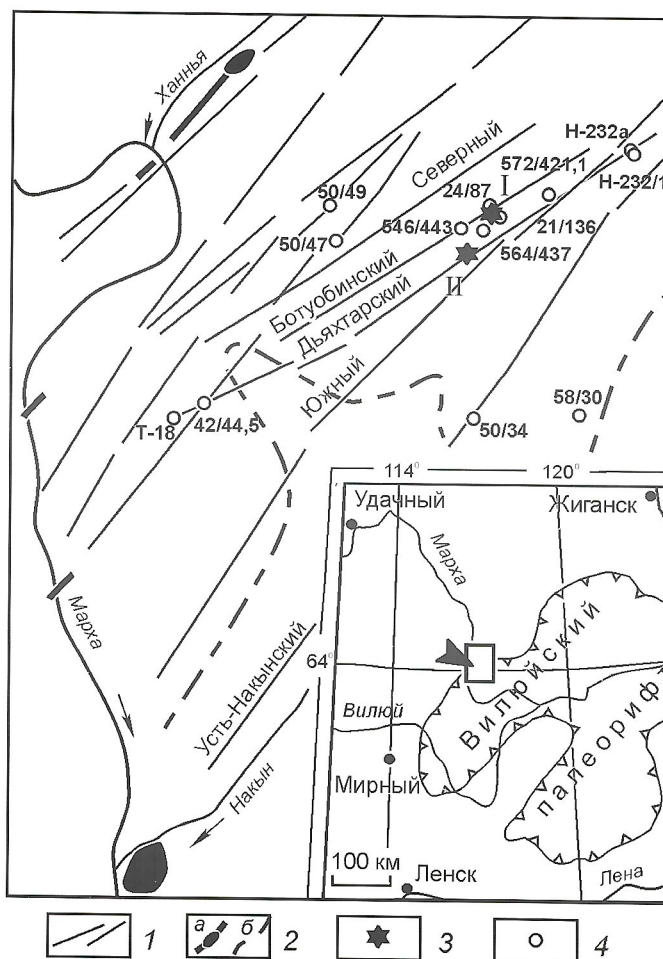


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ханья-Накынского междуречья. Материалы Ю.Д.Молчанова с добавлениями авторов:

1 — разломы; 2 — дайки и пластовые интрузии субщелочных габбро-долеритов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса: а — выходящие на дневную поверхность, б — погребенные; 3 — кимберлитовые трубки: I — Нюрбинская, II — Ботуобинская; 4 — скважины, вскрывающие интрузивы щелочных базитов

1. Состав минералов щелочных базитов Накынского кимберлитового поля (в %)

Минералы долеритов маломощных даек																
Компоненты	Плагноклаз				Калиевый полевой шпат			Пироксен		Ильменит		Титаномагнетит	Биотит	Сфен	Доломит	
	Порфиновые вкрапленники		Основная масса		Порфировые вкрапленники			50/49-17д	42/44,5	50/49-17д	42/44,5	50/49-17д	50/34	50/34	50/49	50/34
	42/44,5	50/34	50/34	50/49-17д	50/34	42/44,5	50/49-17д									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	11	13	14	15	
SiO ₂	51,51	53,52	52,68	55,51	57,37	64,66	61,71	49,05	51,50	0,01	0,00	0,03	41,5	30,56	0,00	
TiO ₂	0,17	0,32	0,09	0,10	0,07	0,02	0,08	1,30	0,95	47,59	47,81	19,02	0,08	34,67	0,02	
Al ₂ O ₃	29,55	29,35	28,34	27,25	25,98	18,38	21,94	2,10	1,94	0,27	0,37	2,09	8,56	3,20	0,00	
FeO	0,71	0,28	0,78	0,72	0,67	0,09	0,43	14,11	13,41	51,27	47,82	77,67	34,47	2,35	4,40	
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,38	0,32	0,71	0,54	0,37	0,00	0,50	
MgO	0,41	0,00	0,20	0,16	0,10	0,00	0,00	13,90	14,60	0,51	2,50	0,64	6,23	0,30	18,33	
CaO	13,28	13,38	11,90	10,44	8,92	0,02	4,73	18,19	16,41	0,05	0,01	0,02	0,05	27,41	29,23	
Na ₂ O	3,47	2,09	4,13	5,06	6,08	0,29	3,83	0,40	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K ₂ O	0,35	0,31	0,26	0,36	0,61	16,51	7,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,46	0,00	0,01	
Сумма	99,47	99,97	98,38	99,59	99,80	99,67	99,84	98,90	99,68	100,02	99,21	100,01	96,72	98,50	52,49	

Кристаллохимические формулы																
Si	2,37	2,45	2,43	2,52	2,59	3,00	2,80	1,87	1,94	0,00	0,00	0,00	3,26	1,04	0,00	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,99	0,99	0,51	0,01	0,86	0,00	
Al	1,60	1,57	1,54	1,45	1,38	1,01	1,20	0,09	0,09	0,01	0,01	0,08	0,80	0,12	0,00	
Fe	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,45	0,42	0,96	0,88	1,46	2,30	0,06	0,06	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	
Mg	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,79	0,82	0,02	0,09	0,03	0,73	0,02	0,44	
Ca	0,65	0,65	0,59	0,51	0,43	0,00	0,23	0,74	0,66	0,00	0,00	0,00	0,01	0,97	0,50	
Na	0,31	0,23	0,37	0,46	0,53	0,01	0,34	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,98	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	
Сумма	5,00	4,95	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,01	4,00	1,99	1,99	2,09	7,69	3,07	1,01	
Число анализов	3	1	1	1	4	6	1	2	4	5	5	1	1	2	1	

Компоненты	Минералы Нюрбинской дайки												
	Плагиоклаз				Калиевый полевой шпат	Пироксен		Ильме- нит	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мезоста- зис	
	Основная масса												
	Порфиновые вкрапленники	I	II-III	IV	IV	I	II-III	I-III	I, IV	III	IV	I	
	I-III 16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
SiO ₂	52,96	54,91	54,63	55,33	64,52	49,29	49,44	0,80	43,77	38,97	27,11	39,33	
TiO ₂	0,17	0,14	0,16	0,09	0,21	1,57	0,73	49,95	0,72	3,65	0,20	2,23	
Al ₂ O ₃	29,22	27,81	27,79	27,25	18,55	2,59	1,20	0,13	5,42	10,94	15,38	6,90	
FeO	0,67	0,57	0,63	0,54	0,40	12,64	19,30	47,42	28,91	18,33	35,14	20,36	
MnO	0,01	0,05	0,07	0,00	0,02	0,27	0,38	0,65	0,36	0,21	0,46	0,19	
MgO	0,00	0,05	0,04	0,00	0,08	15,35	10,65	0,69	7,07	13,58	7,30	10,58	
CaO	11,89	10,87	10,78	9,97	0,19	17,05	16,74	0,19	9,81	0,20	0,20	1,97	
Na ₂ O	4,68	5,05	5,15	5,88	2,73	0,80	0,80	0,00	2,10	0,00	0,77	0,00	
K ₂ O	0,24	0,46	0,33	0,50	12,62	0,00	0,00	0,00	0,87	8,42	0,14	4,02	
Сумма	100,00	99,91	99,58	99,51	99,21	99,51	99,23	99,83	99,00	94,28	86,39	85,58	
Кристаллохимические формулы													
Si	2,40	2,49	2,48	2,50	2,97	1,86	1,95	0,02	6,88	3,02	6,18	3,54	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,96	0,09	0,22	0,03	0,23	
Al	1,56	1,49	1,49	1,47	1,01	0,11	0,05	0,01	1,01	1,00	4,15	0,73	
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,41	0,64	0,97	3,47	1,20	6,74	1,53	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,09	0,02	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86	0,61	0,02	1,65	1,57	2,44	1,42	
Ca	0,58	0,53	0,52	0,48	0,01	0,67	0,69	0,01	1,66	0,02	0,05	0,19	
Na	0,40	0,44	0,45	0,52	0,25	0,03	0,02	0,00	0,64	0,00	0,36	0,00	
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,72	0,00	0,00	0,00	0,18	0,84	0,04	0,46	
Сумма	4,99	5,00	5,00	5,01	4,99	4,00	4,00	2,01	15,60	7,92	19,72	8,25	
Число анализов	4	8	2	2	4	6	3	4	4	2	2	2	

Примечание. 1. Анализы 1-17, 21, 27 определены в ИГАБМ СО РАН на микрозонде «Camebax-micro», аналитик С.К.Попова; 18—20, 22—26 — определены в ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА» на микрозонде JXA-8900 «Jeol», аналитик А.С.Иванов. 2. Дополнит из миндалит; Нюрбинская дайка: I — миндалекаменные тонкозернистые долериты и микродолериты краевой зоны; II — долериты и габбро-долериты; III — кварцевые долериты и габбро-долериты; IV — моноклит-порфиры.

2. Химический состав щелочных базитов Накынского кимберлитового поля

Компоненты	Долериты малоомощных интрузивов										Метасоматически измененные базиты		Микро- лериты	Доле- риты	Кварцевые долериты	Моно- ниты	Моно- ниты
	T-18	H-232/1	H-232a	572/421	546/443	564/437	50/47	50/49-17/д	50/34	42/44,5			21/136, 16/138, 16/145, 9/198	16/150, 24/170, 24/87, 9/198	19/150, 24/170, 24/87	24/87	58/30
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			11	12	13	14	15
SiO ₂ , %	44,23	46,43	46,02	45,46	45,62	46,77	48,20	49,08	45,88	45,55			46,90	47,22	49,21	54,89	56,19
TiO ₂	5,14	4,99	4,98	5,10	4,90	4,59	3,24	3,11	3,71	1,91			4,72	4,28	3,14	2,52	1,73
Al ₂ O ₃	14,58	13,53	13,52	14,83	14,98	13,83	13,98	13,58	13,57	14,22			11,44	12,82	14,34	12,34	13,14
Fe ₂ O ₃	5,03	3,29	3,44	6,20	3,74	3,48	3,61	4,70	5,27	5,68			4,54	4,79	4,21	3,02	3,30
FeO	6,77	8,95	8,36	6,38	6,86	9,79	8,33	8,54	5,04	5,65			11,39	10,76	9,79	9,19	10,29
MnO	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,14	0,12	0,18	0,06	0,06			0,17	0,17	0,15	0,11	0,19
MgO	8,18	7,44	8,39	7,60	8,42	6,01	7,36	5,20	6,06	7,26			5,18	4,84	3,72	3,61	2,02
CaO	6,45	5,88	5,59	6,34	5,56	8,92	7,54	9,85	4,63	4,77			7,97	7,85	7,20	3,32	4,64
Na ₂ O	2,56	2,32	2,13	2,49	2,88	2,59	2,11	2,50	0,36	0,34			1,76	2,27	2,71	2,58	2,87
K ₂ O	2,51	1,42	2,08	1,99	2,65	1,86	3,23	1,66	7,14	6,52			2,00	2,10	2,02	4,98	3,59
P ₂ O ₅	0,56	0,57	0,56	0,55	0,55	0,50	0,34	0,36	1,13	0,16			0,64	0,69	0,80	0,73	0,59
H ₂ O ⁺	2,63	2,52	2,94	2,50	3,03	2,02	1,79	1,27	4,05	3,11			1,93	1,70	1,35	1,43	0,55
CO ₂	1,14	0,21	0,41	0,18	0,27	0,00	0,29	0,18	1,74	1,93			0,11	0,11	0,40	0,48	0,51
S	0,41	0,77	1,47	0,06	0,09	0,09	0,19	0,03	1,08	2,77			0,13	0,04	0,04	0,01	0,30
F	0,21			0,13	0,25	0,08	0,10	0,09	0,15	0,02			0,11	0,14	0,19	0,41	—
Сумма	100,39	99,15	99,61	99,67	99,77	100,08	100,38	100,33	99,83	99,95			99,95	100,10	99,27	99,62	99,77
Ni, г/т	127			118	130	122	110	100	29	91			66	65	36	32	—
Co	46			40	66	66	58	63	45	53			44	53	45	31	—
Cr	123			194	100	117	178	90	25	117			60	62	46	40	—
V	377			350	520	574	310	540	310	300			402	526	320	160	—

Компоненты	Долериты маломощных интрузивов								Метасоматически измененные базиты		Микро- лериты	Доле- риты	Кварцевые долериты	Моно- ниты	Моно- ниты
	Т-18	Н-232/1	Н-232а	572/421	546/443	564/437	50/47	50/49-17д	50/34	42/44,5					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sc	32			27	41	40	37	63	28	41	43	62	49	32	—
Ba	630			490	600	560	290	545	1220	230	360	350	440	820	—
Sr	730			840	710	713	580	590	360	1300	516	480	500	510	—
Zr	390			290	500	428	295	300	265	168	608	620	790	960	—
Y	32			31	28	38	33	37	38	29	71	86	107	118	—
Yb	4,0			3,9	3,9		3,7	5,2		3,3	5,1	8,2	8,8	9,6	—
Nb	41			54	66	66	43	47	39	23	62	77	84	77	—
Число анализов	3	3	3	3	1	8	10	2	10	4	13	21	22	4	27

Примечание: 1. Дифференциаты Нюрбинской дайки 11—14. 2. Петрогенные компоненты определены: 1; 4—14 в ИГАБМ СО РАН; 2; 3; 15 — в ГУП РС(Я) «Центргеоаналитика»; анализы микроэлементов выполнены методом атомно-эмиссионного спектрального анализа в ИГАБМ СО РАН.

3. Химический состав обломков базитов и цемента из эксплозивных брекчий. Анализы выполнены в ИГЛАМСО РАН

Компоненты	Обломки базитов										Цементирующая масса				
	Выборки по скважинам (глубина, м)														
	16/145 (292, 303, 308, 325), 21/136 (308, 331, 338, 339,5), 24/87 (468,5 и 471)	Т-18 (30,5, 36, 80)	50/47 (173, 196,5)	50/47 (180, 184,5)	50/49-17д (105)	42/44,5 (96, 97, 100)	50/47 (81-83)	50/47 (187)	50/49-17д (94)	28/59д (430)	32/180 (340)				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11				
SiO ₂ , %	46,34	43,30	48,41	44,18	44,93	49,56	18,09	36,95	36,59	38,83	29,91				
TiO ₂	4,57	4,63	3,28	2,84	2,85	3,14	0,58	1,81	1,33	3,11	1,89				
Al ₂ O ₃	12,05	13,50	14,83	12,75	12,15	13,75	4,01	8,34	7,48	9,66	5,22				
Fe ₂ O ₃	4,03	3,94	2,9	4,15	1,49	3,69	1,67	5,19	2,23	3,77	2,99				
FeO	10,99	6,38	6,25	4,86	4,81	2,13	0,43	3,76	4,07	4,00	3,27				
MnO	0,15	0,03	0,06	0,06	0,12	0,03	0,06	0,03	0,06	0,08	0,06				
MgO	5,83	8,70	8,73	12,42	7,42	11,51	24,17	15,07	21,99	15,54	17,49				
CaO	7,22	4,35	7,27	5,91	15,76	7,19	19,61	10,71	11,32	10,22	18,62				
Na ₂ O	0,99	0,4	1,79	0,55	1,01	2,05	0,08	0,25	0,16	0,46	0,27				
K ₂ O	4,79	7,01	3,37	4,68	3,11	3,52	0,07	2,19	0,42	2,14	0,75				
P ₂ O ₅	0,68	0,51	0,33	0,31	0,10	0,29	0,06	0,18	0,10	0,46	0,38				
H ₂ O ⁺	1,99	3,61	2,48	3,91	3,00	2,81	15,05	4,02	6,49	5,05	4,07				
CO ₂	0,46	3,05	0,20	2,27	2,54	0,09	16,04	8,81	7,40	6,10	12,18				
S	0,21	0,37	0,18	0,96	0,00	0,01	0,06	2,72	0,16	0,08	2,75				
F	0,13	0,16	0,14	0,14	0,05	0,18	0,17	0,12	0,12	0,12	0,15				
Сумма	100,38	99,62	100,17	99,98	99,35	99,84	100,08	100,15	99,88	99,58	100,00				
Ni, г/г	59	99	110	99	72	124	31	120	64	130	590				
Co	33	39	58	46	28	22	33	57	26	26	35				
Cr	62	110	185	160	84	120	45	140	72	160	440				
V	360	410	280	270	350	280	49	280	98	410	200				
Sc	37	32	41	30	65	35	10	30	19	35	22				

Компоненты	Обломки базитов							Цементирующая масса						
	Выборки по скважинам (глубина, м)													
	16/145 (292, 303, 308, 325), 21/136 (308, 331, 338, 339, 5), 24/87 (468,5 и 471)	T-18 (30,5, 36, 80)	50/47 (173, 196,5)	50/47 (180, 184,5)	50/49-17д (105)	42/44,5 (96, 97, 100)	50/47 (81-83)	50/47 (187)	50/49-17д (94)	28/59д (430)	32/180 (340)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			
Ba	540	630	210	425	750	510	18	340	41	130	240			
Sr	1140	240	480	1000	810	800	290	1800	140	290	180			
Zr	520	370	280	175	210	203	61	190	130	335	260			
Y	68	32	32	30	30	32	9,5	29	21	47	38			
Yb	5,7	3,8	3,7	3,1	3,6	3,1	1,3	2,6	3,1	5,3	3,6			
Nb	50	35	40	33	34	24	<8	37	21	43	33			
B		64	60	66		68	>100							
Число анализов	10	3	2	2	1	3	1	1	1	3	1			

они сменяются средне- и крупнозернистыми долеритами и габбро-долеритами (10—15 м) и их лейкократовыми кварцевыми разностями, на которые приходится практически половина мощности дайки. Переходы между дифференциатами постепенные, мощности не выдержаны. Состав плагиоклаза порфировых вкрапленников (An_{61—60}) и основной массы (An_{53—49}) практически одинаков во всех дифференциатах первой фазы внедрения, а железистость клинопироксена изменяется от Fs₂₁ до Fs₃₄ (см. табл. 1). Центральная часть дайки (~10—12 м) выполнена монцонит-порфирами второй фазы внедрения, имеющими с лейкократовыми габбро-долеритами достаточно четкие контакты, но без зон закалки, что свидетельствует о поступлении расплава, сформировавшего монцонит-порфиры, в еще не остывшее, но уже раскристаллизованное вещество габбро-долеритов. Монцонит-порфиры — мелкозернистые кавернозные породы порфировидного облика с микроаплитовой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом андезин-лабрадорного состава An_{51—44}. Основная масса сложена агрегатом кварца и ортоклаза Ort₇₅ (см. табл. 1, ан. 20), призмами роговой обманки, крупными (до 0,5 мм) кристаллами апатита, титаномагнетитом и редкими зернами циркона и рутила. Миндалины выполнены кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом, каверны — друзовидным кварцем. По внутреннему строению и составу пород Нюрбинская дайка аналогична двухфазным дайкам Чаро-Синского дайкового пояса [8].

Монцонит-порфиры установлены и в юго-восточной части Накынского кимберлитового поля. Скважиной 58/30 под юрскими отложениями вскрыты 135 м монцонит-порфиров. В верхней части они представлены мелкозернистыми разностями, сменяющимися с глубиной средне- и крупнозернистыми, что дает основание предполагать, что происходило внедрение уже обособившегося самостоятельного расплава монцонитового состава. Монцитонитовидные порфировидного миндалекаменного облика. Порфировые выделения представлены практически полностью калишпатизированным плагиоклазом. Основная масса породы сложена короткопризматическим плагиоклазом, микропегматитовыми сростаниями кварца и калиевого полевого шпата, изометричным и таблитчатым пироксеном, таблитчатым титаномагнетитом и призматическим апатитом. По плагиоклазу развивается калиевый полевой шпат, альбит и частично биотит. Пироксен замещен хлоритом и амфиболом. Вокруг титаномагнетита формируется сфен. Продукты распада стекловатого мезостазиса содержат вторичные минералы: оливково-зеленый смектит, темно-бурый и зеленый спутанно-волокнистый агрегат хлорита и актинолита, таблитчатую бурую и сине-зеленую роговую обманку, эпидот.

Щелочные базиты Накынского кимберлитового поля относятся к породам насыщенным кремнекислотой (SiO₂ — 44,5—49,1%), сумма щелочей (Na₂O+K₂O) составляет 3,7—5,3 при величине K/Na (0,6—1,4). Для пород характерно высокое содержание Ti до 5 и P 0,5% (табл. 2). Характер глубинной и внутрикамерной дифференциации базитового расплава наиболее хорошо прослеживается на примере Нюрбинской дайки. В ряду пород от микродолеритов до монцонит-порфиров растут содержания SiO₂ и щелочей и падает концентрация MgO и CaO. С уменьшением количества рудных минералов

доля титана снижается от 4,72% в микродолеритах до 2,52% в монцонит-порфирах. Особенно выделяются по химическому составу монцонит-порфиры — породы пересыщенные кремнекислотой (SiO_2 54,9%), богатые щелочами (сумма щелочей >7%), в которых калий преобладает над натрием. При переходе от кварцевых габбро-долеритов к монцонит-порфирам происходит скачкообразный рост содержания SiO_2 на 5,5 % и K_2O более чем вдвое. Резкое отличие состава монцонит-порфиров от состава остальных дифференциатов аналогичных по строению даек Чаро-Синского дайкового пояса авторы объясняют кристаллизационно-эманационной эволюцией толеит-базальтового расплава в глубинном промежуточном очаге, сопровождавшейся дополнительным привнесом калия с понижением роли слабых оснований — Mg, C, частично Fe и Al [8]. Логично допустить подобное объяснение образования монцонитоидов и в Нюрбинской дайке. На диаграмме SiO_2 — ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) фигуративные точки составов щелочных базитов Нюрбинской дайки формируют единый тренд дифференциации, практически совпадающий с таковым для магматитов Чаро-Синского дайкового пояса, что свидетельствует об образовании дифференциатов дайки из расплава однотипного состава (рис. 2).

Изначально повышенная щелочность расплава предопределила низкие значения концентраций сидерофильных элементов Ni, Co, Cr, а в ходе докамерной и внутрикамерной дифференциации происходило дополнительно их уменьшение, достигая минимума в кварцевых габбро-долеритах и монцонит-порфирах (см. табл. 2). Геохимическая особенность щелочных базитов — высокое содержание Zr, Y, Yb и Nb, концентрирующихся в ильмените, но наиболее активно в акцессорных апатите, цирконе, сфене, которых больше всего содержится в кварцевых габбро-долеритах и монцонит-порфирах, поэтому и доли этих элементов в них максимальные и в монцонит-порфирах они составляют (в г/т): Zr — 960, Y — 118, Yb — 9,6, Nb — 77. Повышенное содержание K в щелочных базитах сопровождается довольно высоким уровнем концентраций Ba (до 630 г/т) и Sr (до 840 г/т).

С интрузивами щелочных базитов ассоциируются эксплозивные брекчии, процесс образования которых связан с флюидно-взрывной дезинтеграцией как щелочных базитов, так и вмещающих их пород. Вещественный состав эксплозивных брекчий охарактеризован достаточно полно [3, 10]. Взгляд на их генезис изложен авторами в работе [11]. Химический состав обломков брекчированных пород неоднородный, но в целом характеризуется повышенным содержанием MgO (5,8—12,5%), летучих (до 4—6%), K_2O (3,1—7,0%) при резком уменьшении Na/K, а в цементе также повышены содержания CaO (табл. 3).

В эксплозивных брекчиях, краевых фациях интрузий щелочных базитов и монцонит-порфирах в различной степени проявлен магний-калиевый метасоматоз, признаки которого выразились в серицитизации и калишпатизации плагиоклаза, замещении железомagneзиевых минералов агрегатом гидроксидсодержащих вторичных минералов, в заполнении миндалин цеолитами, смектитами, хлоритом. Среди щелочных базитов особую группу пород составляют их метасоматически измененные разности, отличающиеся высоким содержанием K_2O (3—9%). Эти породы образуют зоны по бортам интрузий щелочных базитов (скв. 50/34), а также моноклитные блоки до 2—4 м вблизи эксплозивных брекчий (скважины 42/44,5; 50/49-17д и

др.). Наиболее ярко процесс калиевого метасоматоза проявлен в объекте, вскрытом скв. 50/34. Интрузив сложен миндалекаменными порфирового облика мелко- и среднезернистыми долеритами с обилием округлых миндалин разных размеров (от долей до 5—10 мм) и неправильной формы пустот. Долериты интенсивно изменены, а в нижней приконтактной части тела еще и брекчированы. Плагиоклаз порфировых вкрапленников An_{61} и основной массы An_{48} замещен ортоклазом Ort_{97} , а пироксен хлорит-амфибол-биотитовым агрегатом (см. табл. 1). Из рудных минералов присутствуют ильменит и титаномagnetит, который часто с оторочками сфена, нередко образующими и самостоятельные кристаллы. Ильменит постоянно содержит примесь MgO до 2,5%, а титаномagnetит — Al_2O_3 до 2% (см. табл. 1, ан. 11, 12). В интрузиях наблюдается бурое стекло с рудной сыпью или кварц-полевошпатовый агрегат. Отличительная черта пород интрузива — обилие длиннопризматического апатита в лейтах плагиоклаза и участках, сложенных кварц-полевошпатовым агрегатом. Миндалины в основном выполнены халцедоном и крупнокристаллическим доломитом (см. табл. 1, ан. 15), в некоторых визуально наблюдаются кристаллы кварца и пирита.

Высокая щелочность пород интрузива определяется содержанием K_2O до 9% при незначительной роли Na_2O 0,34%. Для них характерны также высокие содержания P_2O_5 >1%, летучих >7%, Ba до 1800 г/т, повышенные Zr, Y,

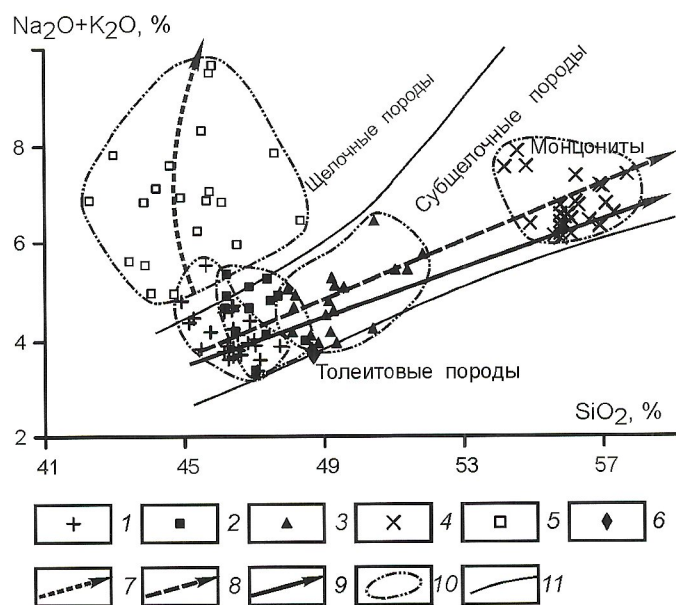


Рис. 2. Положение точек составов щелочных базитов Накынского кимберлитового поля на диаграмме SiO_2 — ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$):

1 — микродолериты и мелкозернистые долериты; 2 — долериты и габбро-долериты; 3 — кварцевые габбро-долериты; 4 — монцонит-порфиры; 5 — метасоматически измененные базиты; 6 — средний состав субщелочных габбро-долеритов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса [11]; 7 — тренд дифференциации щелочных базитов Накынского кимберлитового поля; 8 — тренд изменения составов базитов в результате метасоматических преобразований; 9 — тренд дифференциации субщелочной толеит-базальтовой магмы Чаро-Синского дайкового пояса [8]; 10 — поля распространения частных анализов различных групп щелочных базитов; 11 — область распространения субщелочных базитов [4]

Nb и низкие сидерофильных элементов (см. табл. 2). Высококальциевые метасоматически измененные базиты образуют обособленное поле и фигуративные точки частных анализов данной группы пород формируют самостоятельный тренд, отличающийся от мондонитоидного тренда дифференциации (см. рис. 2).

Таким образом, в пределах Накынского кимберлитового поля установлены интрузивы, объединенные в группу щелочных базитов. На рис. 2 кремнезем — сумма щелочей, фигуративные точки анализов щелочных базитов расположены в основном в поле субщелочных пород, тяготея к полю щелочных. По времени становления они более молодые образования, чем кимберлиты и доминирующие в районе интрузивы субщелочных габбро-долеритов и отличаются от них по химическому составу повышенным содержанием Ti, P и особенно K, по минеральному — высоким содержанием калиевого полевого шпата, апатита, ильменита и гидроксидсодержащих минералов. Следует добавить, что только для данной группы магматитов характерна миндалекаменная текстура пород и только с ней ассоциируются тела эксплозивных брекчий. Интрузии щелочных базитов в основном маломощные, внутрикамерная дифференциация полно проявлена только в Нюрбинской дайке. Появление мондонит-порфиров, аналогичных таковым в дайках Чаро-Синского дайкового пояса, для которых установлено, что они сформированы толеит-базальтовым расплавом, прошедшим этап глубинной дифференциации в промежуточном очаге [8, 9], предполагает подобный генезис и для базитов Накынского поля. Именно в результате фракционирования в долгоживущем промежуточном очаге толеитовый расплав приобрел черты вначале повышенно щелочных магм, а затем и мондонитоидных расплавов. Многократность поступления порций магматических расплавов из промежуточного очага обусловлена динамикой развития рифтовых структур. Ультракальциевую специализацию магматический расплав приобрел уже в процессе перемещения в современную камеру под воздействием метаматических щелочных флюидов, продолжавших формироваться в промежуточном очаге. Образование отдельных блоков высокощелочных базитов могло происходить уже в конкретных интрузивах при формировании эксплозивных брекчий, становление которых связано с поступлением флюидизированных магматических расплавов

из того же промежуточного очага. Поэтому высококальциевые метасоматически измененные базиты формируют самостоятельное поле, что подчеркивает их метаматическую природу (см. рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-96076р2003Зарктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев А.И., Томишин М.Д., Яныгин Ю.Т. Rb-Sr изотопная геохимия базитов Накынского кимберлитового поля // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2003. С. 370—374.
2. Земнухов А.Л. Сложнодифференцированная дайка Вилуйско-Мархинской зоны разломов // Строение литосферы и геодинамика. Мат. научн. конф. — Иркутск, 2001. С. 30—31.
3. Киселев А.И., Егоров К.Н., Чернышов Р.А. и др. Проявление флюидно-взрывной дезинтеграции базитов в Накыньском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 97—104.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
5. Мацук М.С., Наумов М.В., Леухин В.И. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм Марха-Тюнгского междуречья (Накыньское кимберлитовое поле) // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 122—138.
6. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилуйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1973. С. 4—75.
7. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
8. Олейников Б.В., Томишин М.Д., Королева О.В. и др. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Препринт. — Якутск. Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984.
9. Томишин М.Д. Особенности глубинной дифференциации базитов Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Петрография на рубеже XXI века. Т. I. — Сыктывкар, 2000. С. 203—205.
10. Томишин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накыньского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 1693—1703.
11. Томишин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г. Характер становления базитов в Накыньском кимберлитовом поле (Якутия) // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 44—49.

Тектонические структуры зоны сочленения Нагонджинского террейна и Полоусного синклиниория северо-востока Якутии

А.В.ПРОКОПЬЕВ, В.С.ОКСМАН

Изученный район расположен на северо-западном фланге Колымо-Омолонского микроконтинента в области перегиба Колымской структурной петли, где изменяется региональное простирание складчатых структур с северо-западного на северо-восточное. Здесь в составе микроконтинента выделяются (с запада на восток): Полоусный синклиниорий, входящий в Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина, Нагонджинский турбидитовый террейн, vyplненный образованиями склона и подножья микроконтинента и северная часть Омuleвского миогеоклинального террейна, являющегося главным структурообразующим элементом микроконтинента [6]. Проведенные исследования были сконцентрированы на северо-западном фланге Нагонджинского террейна в зоне его сочленения со структурами Полоусного синклиниория по Сетакчанскому надвигу. На востоке террейн контактирует с образованиями Омuleвского террейна по Нальчанскому разлому (рис. 1). Нагонджинский террейн сложен в нижней части разреза нижнедевонскими карбонатными толщами, перекрытыми каменноугольно-пермскими гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями, которые обнажены в узкой полосе вдоль Нальчанского разлома. Верхняя часть представлена триасовыми и юрскими песчано-глинистыми флишевыми отложениями общей мощностью до 1 км, слагающими большую часть площади террейна. Примыкающая южная тектоническая зона Полоусного синклиниория выполнена ниже-среднеюрскими турбидитами мощностью >1,5 км [6]. Согласно сложившимся представлениям [2, 4, 6] надвиговые структуры Полоусного синклиниория и Нагонджинского террейна могли участвовать в формировании комплекса аккреционного клина, образованного в процессе субдукции океанской коры Оймяконского палеоокеана под Колымо-Омолонский микроконтинент, и затем продолжить развитие при последующей коллизии микроконтинента и восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

Сложное тектоническое строение региона и неоднозначные взаимоотношения структур [2, 3, 5] заставляют возвращаться к имеющимся данным для детализации структурно-тектонических построений с применением современных методик структурного и геометрического анализа. В основу статьи положены материалы, полученные авторами при проведении крупномасштабной геологической съемки в 1990—1993 гг. на водоразделе рек Селеннях и Уяндина — левые притоки р.Индигирка (см. рис. 1). Основная задача исследований — установление последовательности формирования дислокационных структурных парагенезисов в пределах двух опорных участков Хулиджон и Сетакчан с целью расшифровки позднемезозойской деформационной истории региона.

Участок Хулиджон — верховья одноименного левого притока ручья Тирехтях, бассейн р.Селеннях — расположен в пределах Сетакчанского тектонического покрова и приурочен к висячему крылу Сетакчанского регионального надвига. Покров сложен верхнетриасовыми норийскими существенно песчаниковыми толщами, которые аллох-

тонно перекрывают по пологому надвигу находящиеся в автохтоне ниже-среднеюрские преимущественно глинистые отложения. Юрские толщи в автохтоне покрова представляют собой структуры тектонического меланжа (формации «брокен» и «дисмембер») и авторами были ранее подробно описаны [3]. В настоящей статье приведены новые данные по структурным особенностям дислоцированных толщ, а также геометрические характеристики тектонического покрова. В процессе геологического картирования установлено, что автохтон покрова вскрыт в тектоническом эрозионном окне, а расположенный на северо-западе блок аллохтона представляет собой тектонический клипп, сложенный, как и юго-восточный фланг участка, норийскими песчаниками и алевролитами (рис. 2, 1). Юго-восточный контакт клиппа и меланжированных ниже-среднеюрских образований вскрыт канавой, в полотно и бортах которой наблюдался тектонический контакт юрских и верхнетриасовых отложений, имеющий крутое

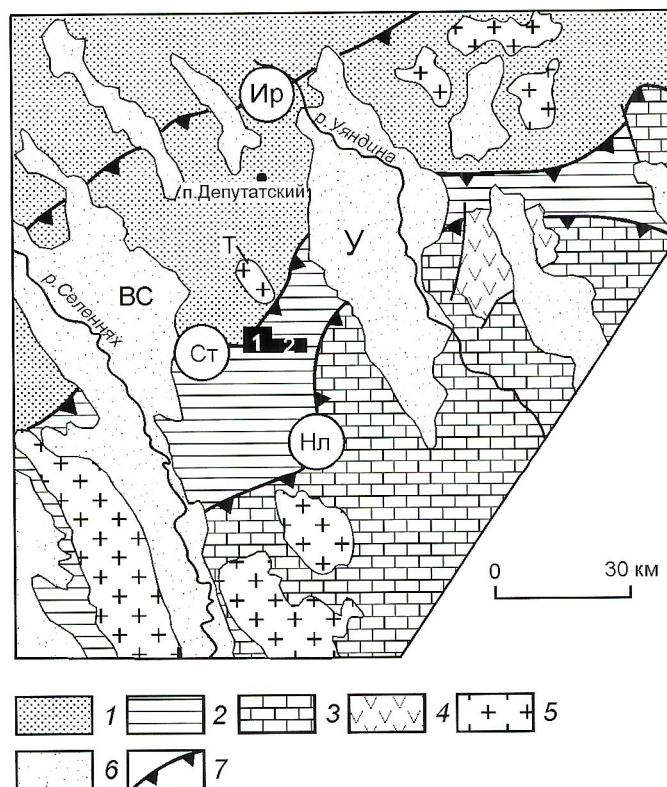


Рис. 1. Тектоническая схема южного сектора Полоусного синклиниория и Нагонджинского террейна. По [1, 6], с изменениями и дополнениями авторов:

1 — Полоусный синклиниорий; 2 — Нагонджинский террейн; 3 — Омuleвский террейн; 4 — апт-верхнемеловые вулканогенные породы Джахтардахского поля; 5 — раннемеловые гранитоиды (Т — Такалканский плутон); 6 — кайнозойские отложения (впадины: ВС — Верхнеселенняхская, У — Уяндинская), 7 — надвиги (Ир — Иргичанский, Ст — Сетакчанский, Нл — Нальчанский); исследованные участки: 1 — Сетакчан, 2 — Хулиджон

юго-восточное падение. В то же время, авторы установили, что северо-западнее описанного контакта триасовые отложения находятся преимущественно в опрокинутом залегании. На основании этих данных предполагается, что сместитель тектонического покрова на таком участке деформирован и его конфигурация представляет собой опрокинутую на северо-запад антиформную складку, коаксиальную многочисленным мелким складкам зоны тектонического меланжа в пределах тектонического эрозионного окна, которые также были деформированы мелкомасштабными коаксиальными складками (см. рис. 2, I, стереограммы 2, 5, 6).

В тектоническом меланже автохтона кливаж субпараллелен осевым плоскостям, как правило, опрокинутых на северо-запад сжатых до изоклиналей складок первой генерации F_1 , и имеет преимущественно юго-восточное и южное падение. На отдельных участках интенсивность деформаций приводит к тому, что слоистость приобретает ориентировку, субпараллельную кливажу S_1 (см. рис. 2, I, стереограммы 1, 2, 3, 5 и 6). В этом случае кливаж становится транспозиционным [9], а складки F_1 бескорневыми, изолированными от замков изоклиналями, осевые поверхности которых параллельны кливажу и не контактируют с любыми другими замками складок. Шарниры b_1 и линейность пересечения кливажа и слоистости L_{0x1} полого погружаются в юго-западном и северо-восточном направлениях. В пределах обнаженной части автохтона видимая «мощность» ниже-среднеюрских толщ, замеренная ортогонально кливажу, превышает 10 км. Так как мощность отложений этого возраста даже в центральной части Полоусного синклинория не превышает первых километров, то можно предположить, что в автохтоне тектонического покрова происходит неоднократное сдвигание разреза юрских пород по надвигам, трассирующимся в зоне меланжа. Таким образом, структура тектонического покрова представляет собой надвиговой дуплекс, кровельным надвигом которого является разлом в основании триасовых толщ (см. рис. 2, II).

В пределах аллохтона развиты крупные (шириной до 1 км) линейные, часто опрокинутые, складки F_1 , ассоциирующие с пологими надвигами, образующими структуру чешуйчатого веера северо-западной вергентности. Эти структуры, как и тектонический меланж автохтона, связаны с первым сонадвиговым этапом деформаций в регионе. Минимальная амплитуда горизонтального перемещения аллохтона покрова оценивается в 13—15 км.

Второй этап деформаций связан со сдвиговыми перемещениями северо-западного направления. По S-образному рисунку мелкомасштабных складок F_2 и многочисленным зеркалам скольжения установлена левосторонняя кинематика сдвигов. В результате сдвиговых подвижек ранние надвиги, линейные складки аллохтона и кливаж тектонического меланжа автохтона были изогнуты в крупную, шириной до 6 км, S-образную складку F_2 (см. рис. 2, I). Этот разворот ранних структур устанавливается по распределению полюсов плоскостей кливажа тектонического меланжа S_1 по дуге малого круга, свидетельствуя о конической геометрии складок F_2 , и по изменению ориентировки шарниров b_1 ранних складок F_1 (см. рис. 2, I, стереограмма 2). Шарниры складок F_2 круто погружаются на восток-юго-восток (см. рис. 2, I, стереограмма 5).

Участок Сетакчан находится восточнее описанного участка Хулиджун в пределах Нагонджинского террейна

в среднем течении одноименного ручья — левый приток ручья Тирехтях, бассейн р. Уяндина (рис. 3). Здесь в каньоне прекрасно обнажены сложнодеформированные отложения флиша норийского яруса. Дислокации, установленные в пределах участка, характеризуют центральную зону Нагонджинского террейна, расположенную между Нальчанским и Сетакчанским надвигами (см. рис. 1). Восточная часть участка представлена главным образом песчаниками лоны *Otapiria ussuriensis* средней части нория, а на западе обнажены преимущественно глинистые толщи лоны *Monotis ochotica* низов верхней части норийского яруса, что указывает на генеральное направление падения пород — восточное. Промежуточная лона *Monotis scutiformis* или отсутствует в разрезе, или фаунистические остатки этого возраста не обнаружены. Восточнее, за пределами участка, появляются фаунистически слабо охарактеризованные отложения нижней — средней юры. Установлены два этапа деформации первого этапа представлены межслоевыми надвиговыми срывами и пологими надвигами, сместители которых имеют в целом восточное и северо-восточное падение. По сути дела, толща представляет собой серию пакетов надвиговых пластин мощностью до первых сотен метров каждая, которые разделены горизонтами скольжения. Мощность милонитизированных пород в зонах разломов достигает первых дециметров. Кливаж или отсутствует, или проявлен в узких дискретных зонах прерывистым типом, что при отсутствии метаморфических изменений позволяет предполагать формирование дислокационных структур на сравнительно небольших глубинах. Надвиговые структуры представлены в основном классическими рампами, образующими системы чешуйчатых вееров (рис. 4, I, II). Складки F_1 относятся к концентрическому типу и представлены как прямыми, слабо наклоненными, так и лежащими изоклинальными формами (см. рис. 4, III). Простирающиеся пологие шарниры b_1 , осевых поверхностей складок F_1 и сместителей надвигов изменяется от субширотного до меридионального (см. рис. 3). Характерно присутствие многочисленных складок-взбросов, в ядрах которых трассируются пологие надвиги, затухающие по восстанию (см. рис. 4, I). Амплитуда горизонтального смещения по отдельным надвигам составляет первые метры, реже до 10—15 м, однако отсутствие маркирующих горизонтов в верхнетриасовой толще не позволяет подсчитать величину общего надвигового перемещения пород. Рассчитанное укорочение по отдельным надвиговым структурам оценивается очень высоко и достигает 40—50%, следовательно, общее смещение по надвигам могло быть несколько десятков километров.

В маломощных (до 1,5 м) зонах сонадвигового тектонического меланжа, приуроченных к плоскостям надвигов или горизонтам скольжения (см. рис. 4, II), наблюдаются дезинтегрированные пласты песчаников в виде линз и будин в рассланцованном матриксе глинистых пород, представляющих собой типичную «брокен» формацию [10]. Длинные оси будин и линз ориентированы субортогонально плоскостям надвигов параллельно направлению перемещения масс пород в западном направлении. Характерная особенность зон межслоевых срывов — многочисленные мелкомасштабные и малоамплитудные надвиговые дуплексы (см. рис. 4, V, VI, VII). Кинематика надвиговых дислокаций зависит от компетентности вмещающих пород: в существенно глинистых толщах проявлены межпластовые срывы и микродуплексы, а отложения, содер-

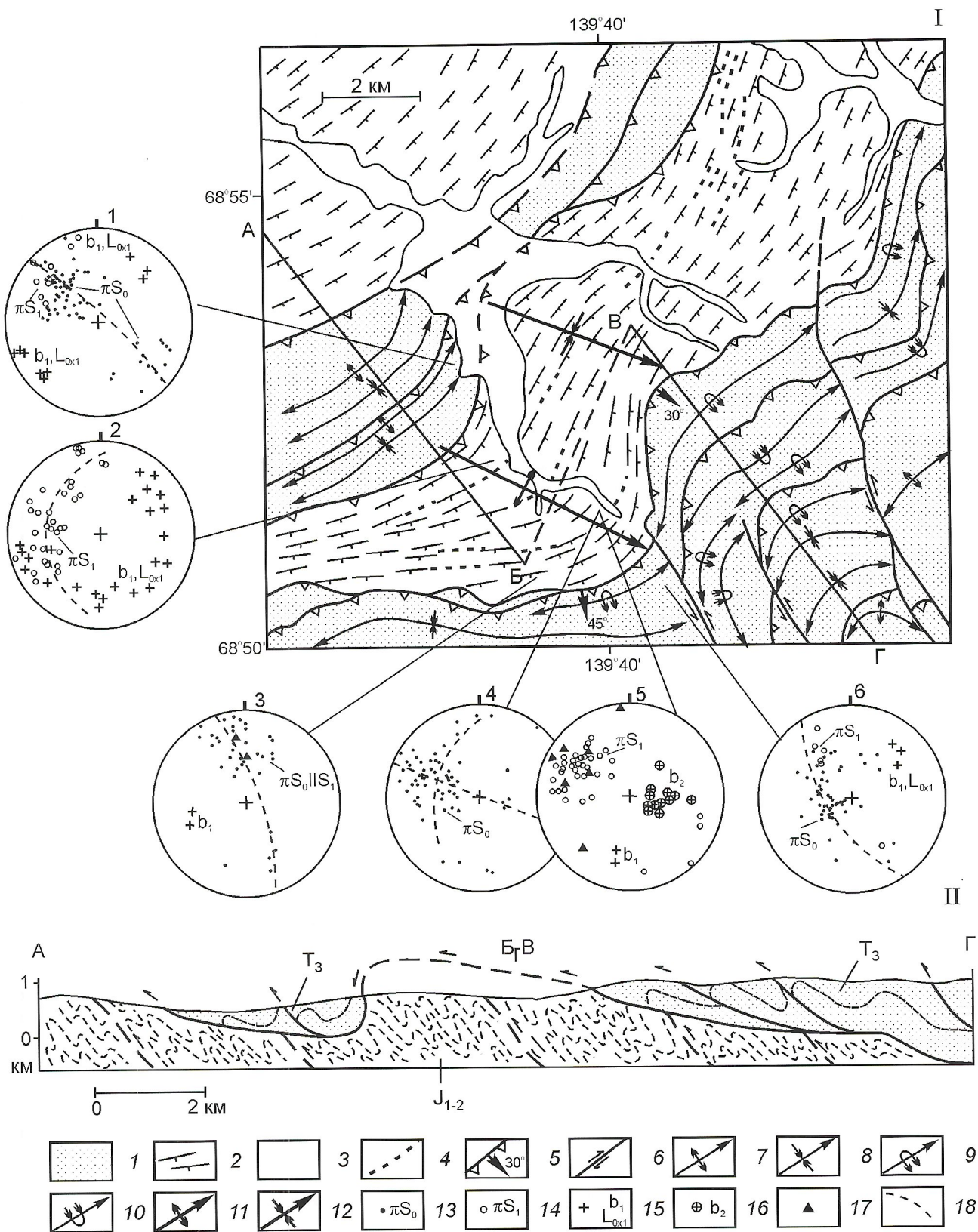


Рис. 2. Тектоническая схема (I) и геологический разрез по линии А-Б-В-Г (II) участка Хулиджюн:

отложения: 1 — верхний триас; 2 — нижняя—средняя юра (штрихи — генеральное падение кливажа в зонах тектонического меланжа); 3 — четвертичные; 4 — позднеюрские—раннемеловые дайки кварцевых диоритов и лампрофиров; 5 — надвиги первой генерации (цифра — угол падения сместителя, пунктир — предполагаемые); 6 — сдвиги второй генерации; оси складок первой генерации: 7 — антиклинали и антиформы, 8 — синклинали и синформы, 9 — опрокинутые антиклинали и антиформы, 10 — опрокинутые синклинали и синформы; оси складок второй генерации: 11 — антиформы, 12 — синформы; стереограммы — полюса: 13 — слоистости, 14 — кливажа в зонах тектонических меланжей, ($\pi S_0 \parallel S_1$ — кливаж, субпараллельная слоистость), 15 — шарниров складок первой генерации и линейности пересечения кливажа и слоистости, 16 — шарниров складок второй генерации, 17 — сместителей надвигов первой генерации; 18 — дуги больших и малых кругов; местоположение участка см. на рис. 1

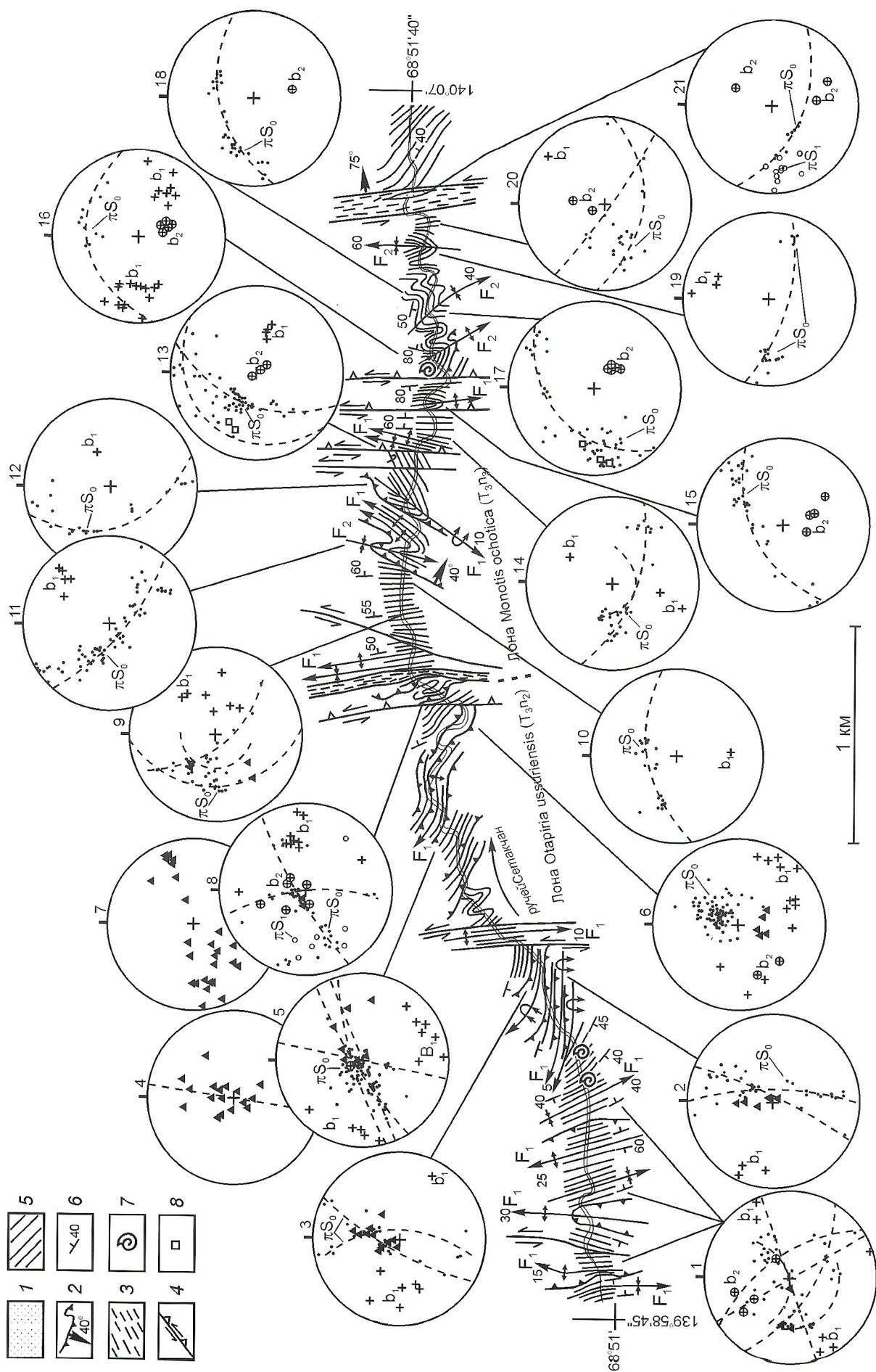


Рис. 3. Тектоническая схема участка Сетакчан:

1 — линзы песчаников в зоне тектонического меланжа; 2 — надвиги первой генерации (цифра — угол падения сместителя); 3 — зоны тектонического меланжа; 4 — взбросо-сдвиги; оси складок (цифра — угол погружения шарнира, генерация: F_1 — первая, F_2 — вторая); 5 — слоистость пород; 6 — элементы залегания слонистости; 7 — места находок фаунистических остатков; стереограммы — полосу; 8 — сдвиги второй генерации; остальные услов. обозн. см. на рис. 2; местоположение участка см. на рис. 1

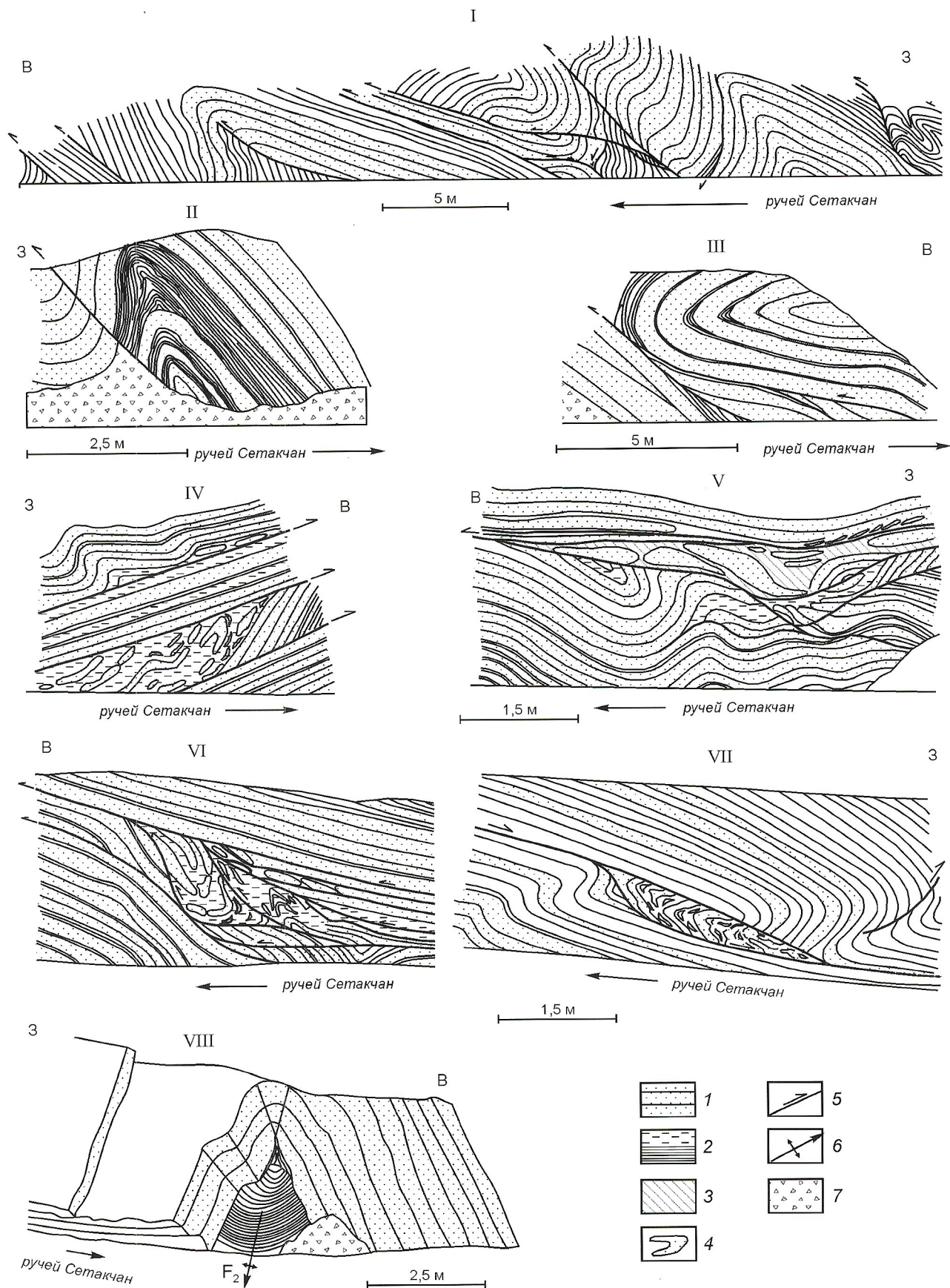


Рис. 4. Дислокации верхнетриасовых толщ участка Сетакчан:

I, II — надвиги и складки первой генерации; III — опрокинутая антиформа и надвиг первой генерации; IV — послойные надвиговые срывы; V, VI, VII — надвиговые микроуплексы первой генерации; VIII — антиформа второй генерации с крутой ориентировкой шарнира; 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — будины пород в зонах надвигов; 5 — надвиги; 6 — ось антиформы; 7 — осыпь

жащие большой процент песчаников, деформированы в чешуйчатые веера и рамповые складки. Здесь также как и на участке Хулиджюн фиксируются коаксиальные дислокации структур, связанные с незначительным соосным «дожиманием» надвиговых образований, происходившем в том же поле тектонических напряжений.

Дислокации второго этапа представлены разломами взбросо-сдвиговой кинематики и сосдвиговыми зонами тектонического меланжа субмеридионального простирания и восточного падения. Со сдвигами ассоциируют складки второй генерации F_2 , наложенные на образованные ранее дислокации (см. рис. 4, VIII). По многочисленным зеркалам скольжения и S-образному рисунку складок F_2 устанавливается как левосторонняя кинематика этих сдвигов, так и взбросовая составляющая. Размах крыльев складок F_2 от первых дециметров до 2—3 км. Так как в эти складки сминается ранее интенсивно деформированная толща, то шарниры b_2 мелких складок F_2 погружаются, как правило, в различных румбах и угол погружения шарнира зависит от угла падения ранее деформированной слоисто-

сти или сместителей надвигов — чем круче их угол наклона, тем больший угол падения имеют шарниры наложенных складок F_2 . Деформация ранее наклонных плоскостных элементов приводит к тому, что практически все складки F_2 конической геометрии, а полюса на стереограммах распределяются по дугам малых кругов (см. рис. 3). Осевые плоскости складок F_2 имеют крутое падение и ориентированы под некоторым углом к простиранию взбросо-сдвигов. Складки F_2 , как и ранние F_1 , относятся к типу концентрических.

Крупные складки F_2 закартированы по изменению простирания как слоистости, так и сместителей ранних надвигов и шарниров складок F_1 . Особенно хорошо это видно на западном фланге участка. При сравнении данных по ориентировке плоскостных и линейных элементов, представленных на стереограммах 1—8 (см. рис. 3), наблюдается как в широтном направлении происходит разворот всех ранних структур в крупную складку F_2 с размахом крыльев до нескольких километров. Ее рассчитанный шарнир погружается под углом 50—70° в северо-восточном направлении.

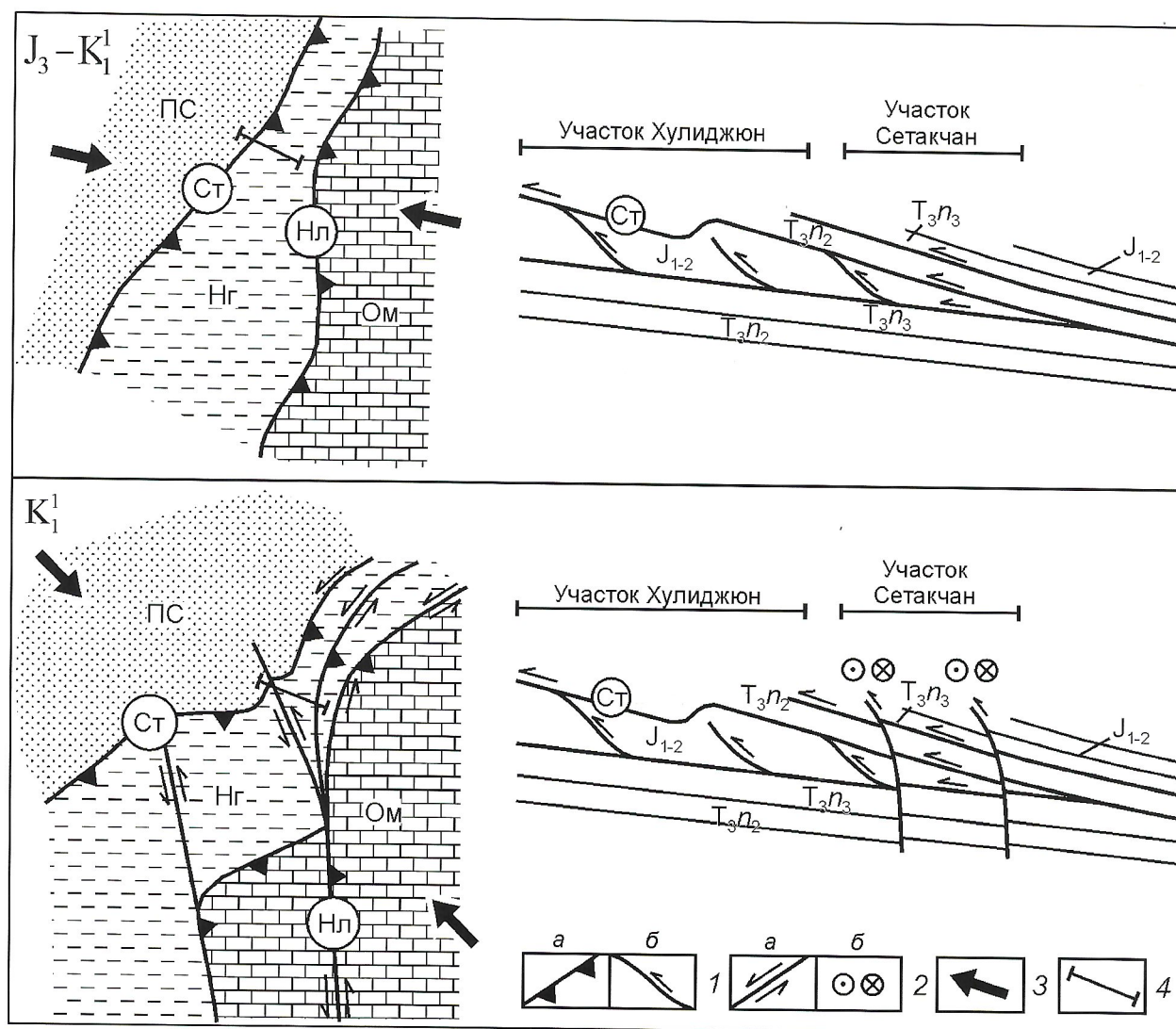


Рис. 5. Структурно-кинематическая схема и структурные разрезы эволюции зоны сочленения Полоусного синклинория, Нагонджинского и Омудевского террейнов:

1 — надвиги: а — на схеме, б — на разрезе; 2 — сдвиги: а — на схеме, б — на разрезе; 3 — направление тектонического транспорта; 4 — линия структурного разреза; ПС — Полоусный синклинорий; террейны: Нг — Нагонджинский, Ом — Омудевский; разломы: СТ — Сетакчанский, Нл — Нальчанский

Мощность зон взбросо-сдвигов второй генерации изменяется от первых дециметров до 150 м. Широкие взбросо-сдвиговые зоны представлены сосдвиговым тектоническим меланжем, наблюдаемым в центральной части и на восточном фланге участка (см. рис. 3). В зонах сосдвигового меланжа породы интенсивно кливажированы; длинные оси линз и будин дезинтегрированных пластов песчаников в матриксе подвергнутых расщеплению алевролитов и аргиллитов ориентированы или субгоризонтально, или со слабым наклоном на юг при субмеридиональном простирании. Наблюдаются многочисленные зеркала скольжения с субгоризонтальными или очень пологими штрихами. Характерны постепенные переходы от «брокен» формации на периферии зоны сосдвигового меланжа к «дисмембер» формации, развитой в ее центральной части. Также как и для надвиговых структур первой генерации, расчет амплитуды смещения по сдвигам крайне проблематичен из-за отсутствия надежных стратиграфических маркеров. В процессе геологической съемки масштаба 1:50 000, проводимой в районе, горизонтальная амплитуда по отдельным сдвигам оценивалась в 1—2 км. Многочисленность мелких взбросо-сдвигов позволяет предполагать, что общая амплитуда субмеридионального сдвигового перемещения могла достигать нескольких десятков километров. Восточнее, в зоне Нальчанского разлома на контакте Нагонджинского и Омудевского террейнов (см. рис. 1), были также описаны два этапа деформаций, связанные с ранними надвиговыми и последующими сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями [3, 5].

Предполагаемый возраст дислокаций на обоих участках позднеюрско-раннемеловой. Расположенный в 15 км севернее Такалканский плутон гранит-порфиоров [7], датированный $95,7 \pm 0,4$ и $99,2 \pm 0,6$ млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, по породе [8]), а также шток кварцевых диоритов ($134,4 \pm 0,4$ млн. лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит [8]) интрузируют и контактово метаморфизуют складчатые толщи. По имеющимся наблюдениям на участке Хулиджун дайки диорит-порфиоров раннемелового возраста и позднеюрских лампрофиоров расположены конкордантно структурам тектонического меланжа первой генерации, а серия даек аналогичного состава деформирована сдвигами второй генерации совместно с кливажем тектонического меланжа (см. рис. 2). На участке Сетакчан сосдвиговый меланж дислоцирует дайку лампрофиоров позднеюрского возраста. На основании этого предполагается, что в рассматриваемом регионе возраст дислокаций первого этапа позднеюрский—раннемеловой, а второго — доготеривский.

Анализ описанных складчатых и разрывных структур позволил предложить следующий палеотектонический сценарий структурного развития региона (рис. 5). В поздней юре—самом начале мела в результате сближения Колымо-Омолонского микроконтинента с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и их последующей коллизии в процессе субширотного (в современных координатах) сжатия формировался аккреционный комплекс и образовались пологие надвиги первой генерации. Надвиговые структуры участка Сетакчан можно рассматривать как деформационные образования аллохтона Сетакчанского тектонического покрова, фронтальная часть которого вскрыта в пределах участка Хулиджун. В раннем мелу изменяется направление смещения Колымо-Омолонского микроконтинента, образуются левосторонние сдвиги, взбросо-сдвиги, присдвиговые дуплексы сжатия [5] и деформируются ранние надвиговые структуры.

Исследования поддержаны проектами РФФИ (04-05-64711, 03-05-64915, 03-05-64980, 03-05-96010-р2003арктика, 03-05-96012-р2003арктика, 03-05-96074-р2003арктика) и УР.09.01.451.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гребенников Г.А., Эпов О.Г., Бояришинов В.В. и др. Геологическая карта Якутии. Нижнеянский блок. М-б 1:500 000. — С-Пб., 1995.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (северо-восток Азии). — М.: ГЕОС, 2000.
3. Оксман В.С., Прокопьев А.В. Терригенные тектонические меланжи Полоусненского синклиория // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 47—50.
4. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
5. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы восточной Якутии (северо-восток России) // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 44—46.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
8. 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. № 29. P. 167—170.
9. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. — Berlin: Springer, 1996.
10. Raymond L.A. Classification of melanges. Melanges: their nature, origin, significance // Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper. 1984. № 198. P. 7—20.

Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области

А.С.БЯКОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ, Р.В.КУТЫГИН, И.Л.ВЕДЕРНИКОВ, И.В.БУДНИКОВ

Пермский период — один из наиболее сложных и наименее изученных этапов геологической истории Северо-Востока Азии. С одной стороны, в перми продолжалось развитие процессов рифтогенеза и субдукции океанской коры под окраинно-континентальные и островные дуги, начавшихся еще в девоне—раннем карбоне, а с другой, произошло окончательное формирование суперконтинента Лавразия. Разнообразие фациальных условий, обусловленное как геократической природой рассматриваемого этапа и проявившейся резкой климатической дифференциацией, так и различием пермских геодинамических обстановок, еще ярче подчеркивает специфику отдельных седиментационных бассейнов. Поэтому попытка типизации всего их многообразия представляется весьма актуальной для понимания закономерностей истории геологического развития рассматриваемой территории не только в течение перми, но и в позднепалеозойско-раннемезозойский этап в целом. За основу типизации авторы принимают приуроченность седиментационных бассейнов к определенным геодинамическим обстановкам, влияющим на осадкообразование. Для реконструкции бассейнов использован синтез седиментологических, петро- и геохимических, палеонтологических, палеомагнитных и других данных. В основу геодинамической модели положены работы [18, 19, 20, 24, 25, 34], а также собственные результаты [2, 5, 6, 7, 10, 22, 23]. По этим данным выделены следующие типы седиментационных бассейнов: окраинно-эпиконтинентальные и малые эпиконтинентальные моря, задуговые и рифтогенные бассейны. Предполагаемая авторами общая палеогеографическая и палеогеодинамическая ситуация, существовавшая в пермское время в пределах рассматриваемой территории, показана на рис. 1.

Бассейны, связанные с пассивной континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона, представлены Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем и Кулар-Нерским бассейном (см. рис. 1).

Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное море реконструируется в пределах современной территории Верхоянского складчато-надвигового пояса, Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы. Пермские отложения — мощный циклично построенный комплекс терригенных отложений пассивной окраины Северо-Азиатского кратона [15, 18, 29, 32]. Цикличность строения осадочных толщ связана с возвратно-поступательным движением береговой линии палеобассейна в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного заполнения осадкоемкого пространства осадочным материалом [2], накопление которого происходило в едином бассейне, характеризовавшимся слаборасчлененным подводным и надводным рельефами и широким развитием мелководных фаций. Последовательная проградация подводных конусов выноса возникала в восточном — Западное Верхоянье, [2, 15, 18] и северном — Южное Верхоянье [11, 15, 29] направлениях (в современных координатах). Состав обломочного материала, поступавшего с Северо-Азиатского кратона, довольно пестрый при значительном преобладании кварца и полевого шпата — преимуще-

ственно полевошпатовые граувакки литокластогенного комплекса [3 и др.]. Вулканизм в пределах Верхоянского бассейна в пермское время был развит очень слабо и носил эксплозивный характер. Непосредственно в бассейне редкие очаги вулканизма присутствовали, вероятно, только в Южно-Верхоянской зоне [1].

Глубоководные конусы выноса склона и подножия Верхоянской пассивной континентальной окраины образовывались в пределах *Кулар-Нерского бассейна*. Пермские отложения этого бассейна представлены глубоководными черносланцевыми турбидитовыми толщами [25].

К бассейнам, связанным с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой, относятся Охотский, Балыгычанский, Тайгоносский задуговые и Аян-Юрхский троговый

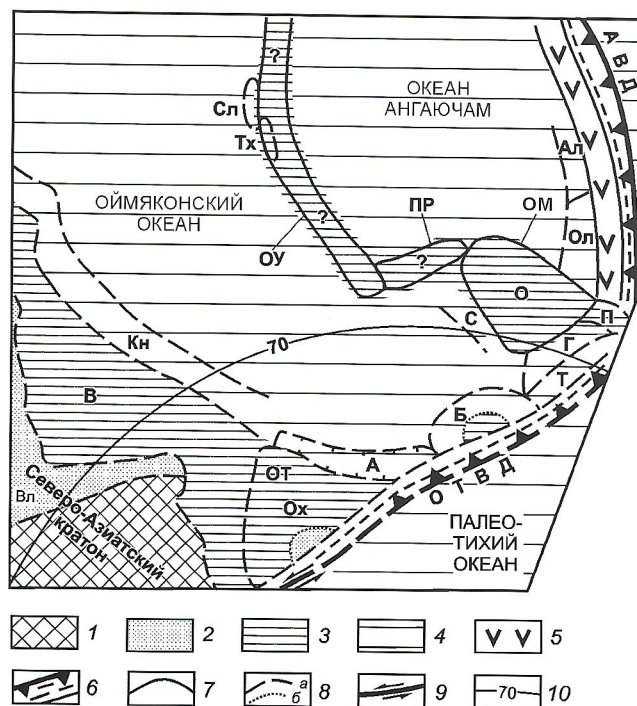


Рис. 1. Пермские седиментационные бассейны Верхояно-Колымской складчатой области. По [19] с изменениями и дополнениями авторов:

1 — суша; 2 — континентальные бассейны; море; 3 — мелкое, 4 — глубокое; 5 — вулканическая активная континентальная окраина; 6 — зона субдукции и аккреционный клин (пунктир — предполагаемые); границы: 7 — террейнов, 8 — бассейнов (а) и их частей (б); 9 — предполагаемый трансформный разлом; 10 — палеоширота по [34]; вулканические дуги: ОТВД — Охотско-Тайгоносская, АВД — Алазейская; террейны: ОТ — Охотский, ОМ — Омогонский, ПР — Приколумский, ОУ — Омулевский; осадочные бассейны: Ох — Охотский, Т — Тайгоносский, А — Аян-Юрхский, Б — Балыгычанский, Ал — Алазейский, Ол — Олойский, П — Пенжинский, Г — Гижигинский, С — Сугойский, Сл — Селенняхский, Тх — Тас-Хаяхтахский, Вл — Вилюйский, Кн — Кулар-Нерский; море: В — Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное, О — Омогонское эпиконтинентальное

бассейны. Условно в такой тип авторы включают также Пенжинский задуговой бассейн (см. рис. 1).

Охотский задуговой бассейн расположен в пределах Охотского террейна и его северо-восточного обрамления. Для него характерны континентальные и морские мелководные отложения со значительной долей вулканитов различного состава, в т.ч. базальтовых лав [4, 7, 28]. По северо-восточной периферии бассейна фиксируются глубоководные фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами турбидитов и нефелоидов [7]. Здесь же присутствуют диамиктиты атканской свиты, генезис которых рассмотрим ниже.

Тайгоносский задуговой бассейн в пермский этап развития характеризовался накоплением мощной (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенных турбидитов, связанных с разрывом синхронных вулканитов основного состава в пределах тайгоносского отрезка Охотско-Тайгоносской вулканогенной дуги [12, 13 и др.].

Аян-Юряхский троговый бассейн выделен в пределах Аян-Юряхского антиклинория [5, 7]. Формировался этот бассейн в условиях растяжения земной коры, о чем свидетельствует значительная мощность осадков (около 7 км), накопившихся во второй половине ранней и в поздней перми, и наличие прослоев туфов и лав основного состава. Это преимущественно турбидитовые толщи, среди которых широко развиты диамиктиты. По составу обломочного материала пермские песчаники бассейна — граувакки (содержание лититовой составляющей более 60—80%), что их в основном отличает от пермских пород Верхоянского окраинно-эпиконтинентального моря, состав которых значительно более пестрый, преимущественно кварц-полевошпатовый. Глинистые разности пород имеют аномально высокое содержание кремнезема (до 73,4% в пересчете на нерастворимый остаток) в отличие от обычных глинистых сланцев (58% кремнезема [21]), что может свидетельствовать об их вулканогенной природе. Установлено, что обломочный материал в Аян-Юряхский бассейн сносился с юго-востока и юга (в современных координатах), где располагался Охотский терреин и Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга, поскольку в этом направлении возрастает грубозернистость пород и увеличивается количество вулканитов.

Особое место среди пермских осадков занимают диамиктиты — своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в неслоистом алевроито-глинистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, представленного в основном (до 90%) вулканитами среднего и кислого составов [7]. Многие исследователи [30, 31 и др.] рассматривают диамиктиты атканской и перекрывающей ее омчакской свит как ледово-морские осадки, свидетельствующие о значительном похолодании, охватившем в пермское время высокие широты Северного полушария. Между тем, латеральное распространение диамиктитов и результаты их детального изучения подтверждают иной, вулканогенно-оползневой, генезис этих отложений [6, 7]. В шлифах нередко наблюдаются реликтовые туфовые структуры матрикса (рис. 2), а сами диамиктиты часто ассоциируют с оползневыми образованиями (рис. 3). Все диамиктиты, с одной стороны, имеют четко выраженную пространственную приуроченность к очагам вулканических извержений в пределах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, а с другой, маркируют наиболее глубоководные условия седиментации пермских бассейнов (см. рис. 1). В других бассейнах, за исключением Гижигинского, в ко-

тором условия седиментации во многом были сходны, нет таких мощных толщ этих пород.

Балыгычанский задуговой бассейн вблизи Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Олынская зона) представлен относительно мелководными, прибрежно-морскими, существенно терригенно-вулканогенными отложениями мощностью до 3 км с туфами и кластолавами андезитов и базальтов, туфами кислого состава, кремнистыми аргиллитами (по данным Ю.П.Скибина, 1977; В.А.Огородова, 1978). Для тыловой части бассейна характерны глубоководные условия седиментации, сопоставимые с реконструируемыми в Аян-Юряхском троговом бассейне [6]. Сходен и петрофонд, характеризующийся значительной долей вулканитов, поступавших из Охотско-Тайгоносской дуги. Также как и в Аян-Юряхском бассейне, здесь присутствуют диамиктиты, но их мощность не превышает первых десятков метров. Рельеф дна Балыгычанского бассейна отличался значительной расчлененностью, что обусловило существенные фациальные изменения и вариации мощностей осадков на протяжении первых десятков километров.

Пенжинский задуговой бассейн, фрагменты которого реконструируются на левобережье р.Пенжина по отдельным выходам пермских отложений (по данным С.Д.Шелудченко, Л.В.Баженова, Н.Л.Евглевского), выполнен преимущественно мелководными отложениями небольшой мощности

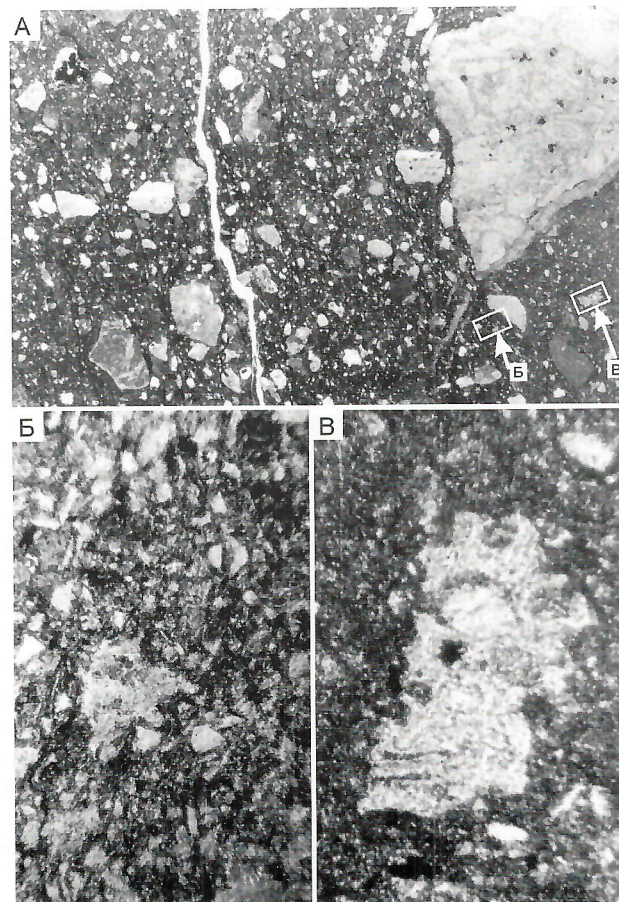


Рис. 2. Диамиктиты атканской свиты Аян-Юряхского трогового бассейна:

шлиф, николи II: А — в теневой зоне от обломка разнозернистого альбитофира отмечены пирокласты (Б и В) девитрифицированного стекла с неровными «лапчатыми» краями, ув. 6; Б и В — те же пирокласты, ув. 130

(около 300 м). Пермская толща сложена гравелитами, песчаниками, алевролитами, колымиевыми известняками с примесью туфогенного материала. В верхней части разреза (гижигинский горизонт) присутствуют туфы андезитов, что может свидетельствовать о возможном продолжении в этом направлении Охотско-Тайгоносской вулканической дуги.



Рис. 3. Оползневые текстуры в отложениях омчакской свиты Аян-Юряхского трогового бассейна:

А — подводно-оползневой горизонт, перекрытый турбидитами; на переднем плане виден оползневой «рулет»; Б — зарисовка эродированного дебризным потоком турбидитового пакета; В — подводно-оползневая складка из нижнего слоя дебрита, показанного на рис. 3, Б; дебри, подстилающий турбидитовый пакет содержит фрагменты оползневых складок и оползневые «колобки»: 1 — турбидиты, представленные преимущественно аргиллитами; 2 — дебриты верхнего и нижнего потоков, представленные гравелитами с галькой и закатами аргиллитов; 3 — оползневые складки и «колобки»

Задуговые бассейны, связанные с Алазейской вулканической дугой, представленные Алазейским и Олойским бассейнами (см. рис. 1).

Алазейский задуговой бассейн состоит из вулканитов кислого состава, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, кремнистых, терригенных и карбонатных пород общей мощностью более 1500 м, вскрытых в Алазейском террейне [17]. К образованиям задугового бассейна с определенной степенью условности можно отнести туфоаргиллиты и туфы с фосфатно-карбонатными конкрециями, микститы смешанного состава, халцедоновидные спонголиты, колымиевые известняки и брахиоподовые ракушечники мощностью до 470 м, известные в пределах Арга-Тасского террейна [9].

Олойский задуговой бассейн реконструируется в пределах Олойского, Яракваамского и Березовского террейнов. Пермские отложения, по данным П.П.Лычагина, О.А.Фурман, В.С.Шульгиной, В.А.Шеховцова и других, состоят здесь из пестрых спектров мелководных и глубоководных, существенно вулканогенных фаций мощностью до 2 км. Для них характерны покровы спилитов, лавы и туфы андезитов, андезитобазальтов, дацитов, кремнистые аргиллиты, спонголиты и колымиевые известняки.

Рифтогенные бассейны, связанные с Омолонским террейном, представлены Гижигинским и Сугойским бассейнами (см. рис. 1).

Гижигинский рифтогенный бассейн располагался между Тайгоносским и Омолонским бассейнами, его формирование связано с начавшимися в позднем девоне процессами рифтогенеза [27]. Пермский этап развития бассейна характеризуется накоплением толщ (до 3 км) песчано-глинистых осадков, местами имеющих флишеидное строение; присутствуют также пачки диамиктитов, обломочный материал которых состоит из эффузивов кислого состава [26].

Сугойский рифтогенный бассейн примыкает с юго-запада (в современных координатах) к Омолонскому террейну. Скорее всего, этот бассейн является погруженной частью Омолонского бассейна, затронутой процессами позднекаменноугольно-раннепермского рифтогенеза, о чем свидетельствуют туфы и лавы базальтового состава этого возраста (по данным Б.В.Пепеляева, М.И.Терехова, 1963; [16]). В перми здесь накапливались умеренно глубоководные песчано-глинистые отложения общей мощностью до 2 км; в средней части разреза выделяется толща колымиевых известняков.

Малые эпиконтинентальные бассейны представлены Омолонским эпиконтинентальным морем, Тас-Хаяхтахским и Селенняхским (условно) бассейнами (см. рис. 1).

Омолонское эпиконтинентальное море реконструируется в пределах Омолонского террейна. В течение перми здесь накапливались относительно мелководные терригенно-карбонатные отложения небольшой (до 300 м) мощности, содержащие богатые фаунистические комплексы [14]. На некоторых интервалах разреза по периферии бассейна, а местами и в его центральной части присутствует примесь вулканического материала различного состава, встречаются иногда и сами туфы. Специфические отложения — колымиевые известняки, почти нацело сложенные дезинтегрированными остатками призматического слоя раковин иноцеромоподобных двустворок. Эти породы образуют мощные пачки (до первых десятков метров). Кроме Омолонского террейна и его периферии, редкие выходы колымиевых известняков в Северном полушарии известны в пределах Арга-Тасского

террейна, на Чукотском микроконтиненте (о.Врангеля и Танинорский блок), а также на Аляске [8, 33].

Тас-Хаяхтахский бассейн располагался в краевой части мелководного моря, покрывавшего Омилевский террей. Маломощные (менее 100 м) верхнепермские отложения здесь с угловым несогласием залегают на толщах силура и девона. Основание верхнепермского разреза сложено гравелито-конгломератовой пачкой (30—50 м), которая перекрывается калькаренидами, содержащими гнездовидные скопления позднепермских брахиопод [22].

Селеняхский бассейн к малым эпиконтинентальным бассейнам отнесен условно. Он располагался в более глубоководной части периферии Омилевского террейна. Пермские отложения данного бассейна представлены конденсированными слоями верхней части кремнисто-туффи-товой пачки, содержащими комплексы радиоларий [23]. Авторы не исключают субокеаническую природу этого бассейна и связь его гемипелагических осадков с Оймяконским океаном.

Изложенное подтверждает сложность и многообразие геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области в пермское время. Сравнительный анализ выделенных бассейнов позволил разделить их на четыре основных типа, характеризующихся приуроченностью к определенным геодинамическим обстановкам. Впервые проведенная типизация пермских седиментационных бассейнов Северо-Востока Азии требует дальнейшего уточнения и детализации.

Исследования поддержаны проектами РФФИ (05-05-64407, 03-05-96012-р2003Арктика, 04-05-64711), ДВО РАН (04-3-А-08-014) и УР.09.01.451.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрианова В.А. О вулканогенных породах верхней перми Западного и Южного Верхоянья и их корреляционном значении // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. — Якутск, 1975. С. 120—132.
- Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. и др. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86—92.
- Булгакова М.Д., Коробицын А.В. Формации верхнего палеозоя // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 65—96.
- Бяков А.С. Некоторые вопросы структурно-фациального районирования и стратиграфии пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 1. — Магадан, 2001. С. 18—21.
- Бяков А.С. О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 1. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131—134.
- Бяков А.С. Пермские отложения Балыгчанского поднятия. — Магадан, 2004.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинария. — Магадан, 1990.
- Ганелин В.Г. Боральная бентосная биота в структуре Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29—42.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарева А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. — М.: Наука, 1981.
- Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36—43.
- Гурьев Г.А. Лавинная седиментация в карбоне—перми Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 109—115.
- Жуланова И.Л., Петров А.Н., Бялобжеский С.Г., Ликман В.Б. К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. — Магадан, 1997. С. 135—154.
- Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. — М.: Наука, 1978.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. — Л.: Наука, 1990.
- Коссовская А.Г., Шутлов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Виллюйской впадины. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов В.М. Осадочные формации, тектоническое районирование и палеоструктура восточного фланга Яно-Колымской системы // Колыма. 1994. № 5. С. 12—18.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. — Магадан, 1977. С. 18—55.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7—42.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563—1574.
- Петтиджен Ф.Дж. Осадочные породы. — М.: Недра, 1981.
- Прокопьев А.В., Оксман В.С., Тарабукин В.П., Карякин Ю.В. Позднепалеозойское угловое несогласие и структуры растяжения в хребте Черского // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 37—39.
- Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С. и др. Первые находки позднепалеозойских радиоларий в Восточной Якутии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 88—95.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72—90.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001.
- Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. — М.: Наука, 1979.
- Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15—29.
- Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Сер. палеонтол. и биостратигр. 1963. Вып. 2. С. 5—15.
- Худoley А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666—669.
- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130—150.
- Эпштейн О.Г. Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р.Колымы // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 112—127.
- Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1992.
- Kauffman E.G., Runnegar B. Atomodesma (Bivalvia) and Permian species of the United States // Journ. Paleontol. 1975. Vol. 49. № 1. P. 23—51.
- Lawver L.A., Dalziel I.W.D., Gahagan L.M., Kygar R., Herber B. The Pates 2004. Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day). Plates Progress Report no. 290-0804. Report no. 191. — University of Texas, 2004.

Надвиговые дислокации Южно-Верхоянского синклинория

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Южно-Верхоянский синклинорий расположен в пределах юго-западной части Верхоянского складчатого пояса, между Сетте-Дабанской складчато-надвиговой зоной на западе и Охотским террейном (массивом) на востоке (рис. 1). Общий прерывистый стиль складчатых дислокаций синклинория, сложенного терригенными отложениями верхоянского комплекса (ранний карбон—средняя юра), отличается от полной линейной складчатости одновозрастных осадочных пород ряда антиклинориев Западно-Верхоянской зоны, являющейся северным продолжением синклинория.

По данным структурных исследований [3, 2, 4] прерывистый тип складчатости Южно-Верхоянского синклинория представлен чередованием относительно узких складок с широкими корытообразными коробчатыми структурами и обширными участками моноклинального или почти горизонтального залегания пород. Установлено также, что зоны развития мелких напряженных складок встречаются эпизодически, все формы складчатых структур относятся к концентрическому типу и сформированы в позднем мезозое в сдвиговом поле напряжений [2]. Соответственно, широко распространены сдвиговые разломы: левые (суб)долготного направления и правые северо-восточного (Сунтарская система разломов). Особо отмечено, что в пределах данного синклинория не закартировано ни одного надвига и дислокации надвигового типа развиты весьма ограниченно.

В результате структурных наблюдений, проведенных авторами в 2003 г. в северной части Южно-Верхоянского синклинория (бассейн р.Восточная Хандыга, район учебного геологического полигона Якутского государственного

университета), установлено широкое распространение надвигов и послонных срывов практически по всему разрезу осадочных отложений, как пермского, так и триасового возраста. Надвиговые разломы сопровождаются складчатыми и дуплексными структурами простого и сложного строения, а послонные и пологие срывы наблюдаются в виде серии сближенных параллельных разрывов. Наиболее типичные тектонические дислокации данного типа прослеживаются в обнажениях пород верхней перми и нижнего триаса в нижнем течении р.Сеторым, левого притока р.Восточная Хандыга.

Обнажение «Чертовы ворота» расположено на левобережье р.Сеторым, вверх по течению и сложено толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов имтанчанской свиты позднепермского возраста. Осадочные породы погружаются моноклинально в восточном направлении под углами $15\text{--}30^\circ$ (рис. 2, А). В восточной части обнажения установлен ступенчатый надвиг. Его крутая плоскость (рампы) срезает пласты песчаников и алевролитов под углом 35° и погружается в восточном направлении, а вверх по разрезу он проникает в одну из поверхностей напластования и продолжается вдоль нее в виде послонного срыва (рис. 3, А). Горизонтальная амплитуда смещения по надвигу составляет приблизительно 1,5 м. Плоскость оперяющего мелкоамплитудного надвига висячем крыле главного ступенчатого надвигового разрыва также погружается на восток под углом 40° .

В западной части обнажения наблюдается серия сближенных субпластовых надвигов, связанных с послонными срывами, плоскости которых характеризуются пологим перегибом из поверхностей напластования нижних слоев разреза в поверхности напластования верхних слоев (см. рис. 3, Б). Наиболее крутые звенья плоскостей надвигов (рампы), косо срезающие осадочные слои, погружаются в восточном направлении под углами $25\text{--}30^\circ$. В 20 м ниже по течению наблюдаются относительно сложные соотношения надвиговых разрывов. Здесь, в относительно широкой зоне надвиговых дислокаций (см. рис. 3, В) одни послонные срывы, направленные вверх или навстречу погружению слоев, чередуются с другими послонными срывами, направленными вниз или согласно погружению слоев. В этой зоне послонных срывов, направленных навстречу друг другу, развиты мелкоамплитудные (до 5 см) крутые надвиги, образующие сопряженные динамопары. В верхней части такого обнажения (в южной скале) вдоль дороги наблюдается еще одна серия субпластовых надвигов, связанных с перегибом плоскостей срыва из нижних слоев разреза в верхние. Рамповые отрезки плоскостей этих надвигов также погружаются на восток, но под более крутыми углами (до 75°).

Из разломов другого типа в данном обнажении следует отметить крупную плоскость правого сдвига, которая почти вертикально (под углом 85°) погружается на север и сечет надвиги. Плоскость этого разлома с зеркалами и бороздами скольжения правых сдвигов простирается вдоль берега р.Сеторым и отсекает от обнажения уцелевший фрагмент южного крыла сдвига в виде «блока-нашлепки» (см. рис. 2, А).

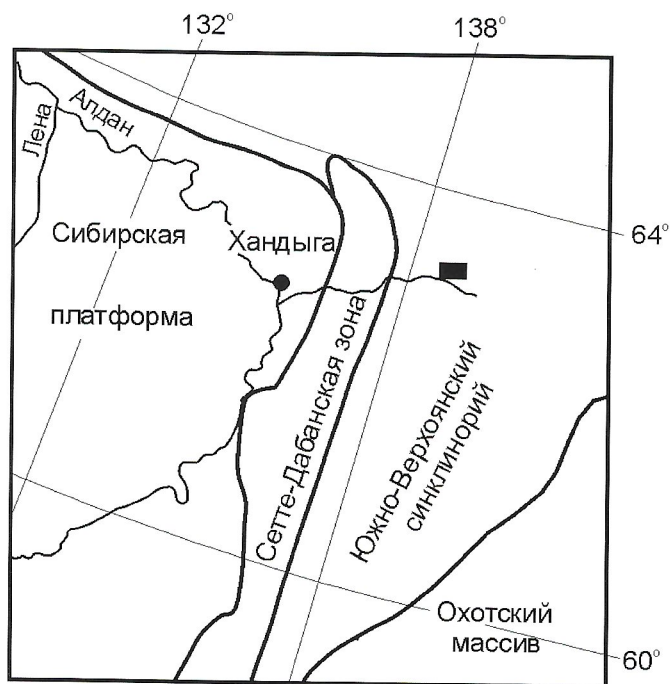


Рис. 1. Схема расположения района исследований (черный прямоугольник)

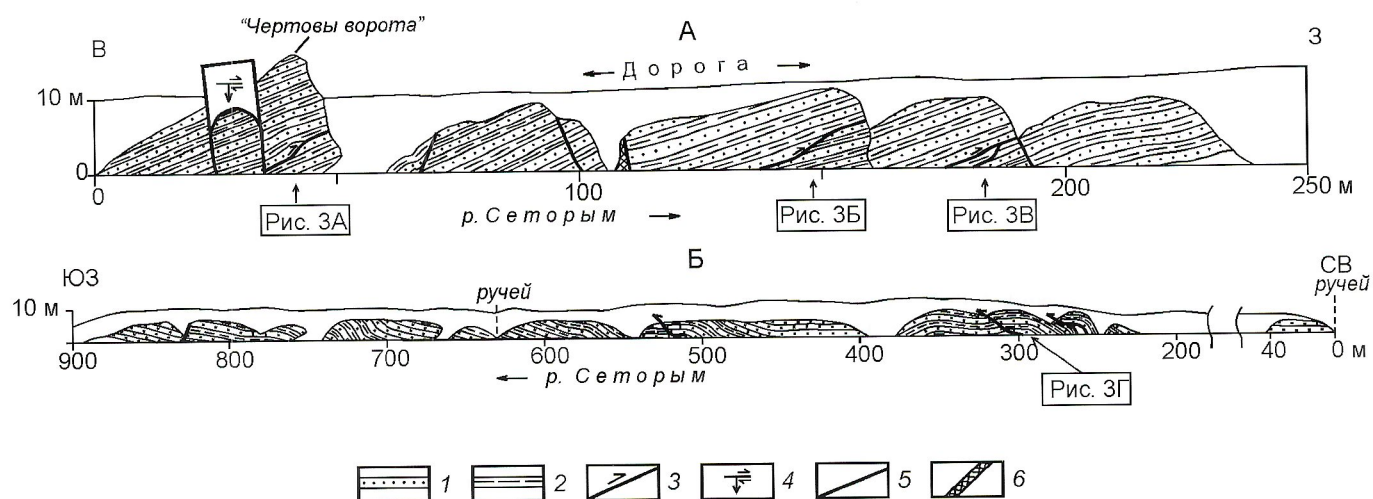


Рис. 2. Геолого-структурные профили осадочных толщ:

А — имтачанская свита верхней перми, левый берег р.Сеторым, 3 км вверх от ее устья, Б — некучанская свита нижнего триаса, правый берег р.Сеторым, 7—8 км вверх от ее устья; 1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — надвиги и послойные срывы; 4 — сдвиги; 5 — прочие разломы; 6 — зоны дробления

Надвиги и послойные срывы установлены также в нижнетриасовых отложениях некучанской свиты, которые вскрываются в прерывистых невысоких обнажениях на правом берегу р.Сеторым в 7—8 км вверх по течению.

Здесь слои песчаников и алевролитов дислоцированы в брахиформные, коробчатые и стулообразные складки шириной до 100—150 м, которые ассоциируют с надвиговыми разрывами (см. рис. 2, Б). Например, рамповая брахи-

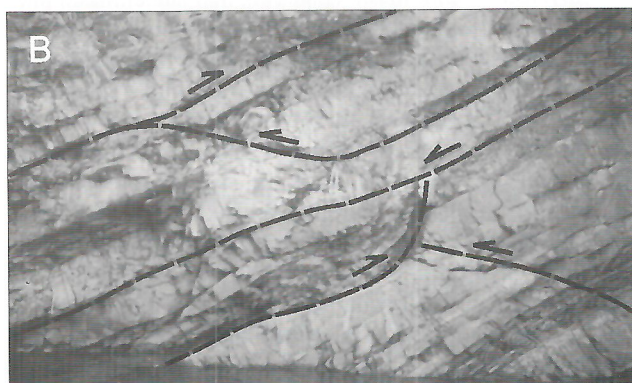
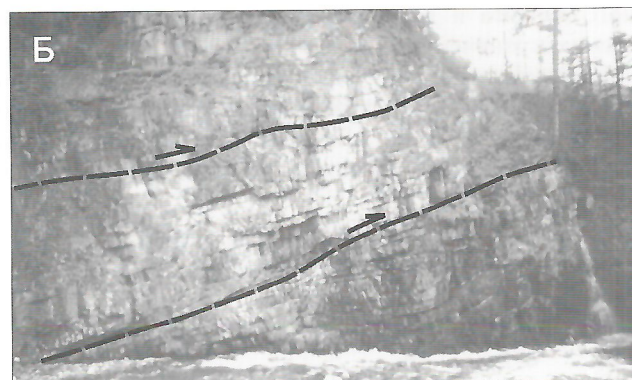


Рис. 3. Надвиги и послойные срывы в породах:

А, Б, В — имтачанская свита верхней перми, левый берег р.Сеторым, 3 км вверх от ее устья, Г — некучанская свита нижнего триаса, правый берег р.Сеторым, 8 км вверх от ее устья

формная антиклиналь висячем крыле крупноамплитудного надвига (см. рис. 3, Г). Плоскость надвига погружается на северо-восток под углом 40°. В северо-восточном крутом крыле рамповой антиклинали наблюдается послойная чешуйчатая дуплексная структура, которая выражена нагромождением друг на друга линзовидных блоков слоя песчаника, нарезанного надвигами (см. рис. 3, Г). Аналогичные рамповые структуры и дуплексы (стулообразные складки), но уже из пачек чередования песчаников и алевролитов, видны в 30 м выше по течению. Простые единичные плоскости надвигов с отчетливыми зеркалами скольжения и погружением на северо-восток под углами 35—55° (см. рис. 2, Б), а также серии сближенных пологих надвигов, вырастающих из послонных срывов, идентичные разрывам (см. рис. 3, Б), имеют место в разновозрастных отложениях ниже по течению на правом и левом берегу р.Сеторым.

Надвиговые разрывы и их зеркала скольжения определяются и на других участках учебного геологического полигона в пермских и триасовых осадочных толщах по ручьям Карровый (левый приток р.Кюрбелях), Чертов Брод (левый приток р.Сеторым) и на правобережье приустьевой части р.Кюрбелях (гора Баранья). По ручью Карровый, например, надвиговые зеркала скольжения иногда развиваются по поверхностям косой слоистости в верхнепермских песчаниках, а в ручье Чертов Брод надвиговые деформации, в т.ч. послонные срывы, деформируют осадочные отложения малтанской свиты среднего триаса.

Элементы залегания зеркал скольжения и плоскостей установленных надвигов, показывают, что перемещения по ним происходили в двух направлениях: западном и юго-западном. Амплитуды горизонтальных смещений по субпластовым надвигам и срывам, к сожалению, не всегда поддаются прямому определению. Их плоскости часто полого срезают и смещают (в рамповом отрезке) относительно малое число слоев по разрезу (см. рис. 3, Б), что как будто свидетельствует о небольших величинах перемещений и можно предполагать, что их суммарная амплитуда горизонтального смещения составляет первые метры. Однако не исключено, что суммарная амплитуда горизонтального перемещения по серии таких сближенных пологих субпластовых срывов и надвигов, как показывает изучение надвигов в других складчатых областях мира [1], может достигать десятков, сотен метров и даже более. В этом случае может существенно нарушиться стратиграфическая последовательность отложений и произойти тектоническое увеличение мощности осадочной толщи (например, удвоение) за счет пологого надвигания пород одного горизонта друг на друга. Однако величина горизонтальных перемещений толщ, близкая к истинной, может быть установлена только в результате проведения детальных литологических исследований осадочных отложений висячем и лежащем крыльях субпластовых надвигов.

Таким образом, появились данные, свидетельствующие о существовании практически не изученных досдвиговых тектонических нарушений, обусловленных процессом надвигообразования, создающим особый складчато-надвиговой стиль дислокаций. Предстоит определить, с каким этапом деформаций связано формирование главных складчатых структур региона и выявить критерии их идентификации:

1. Надвиговые структуры в пределах всей территории Южно-Верхоянского синклинория распространены не

меньше, чем сдвиговые. Эти дислокации, по данным общей последовательности формирования тектонических нарушений, как в смежной Сетте-Дабанской складчато-надвиговой зоне [5], так и в других регионах Верхояно-Колымской орогенной области [1], вероятно, принадлежат к самым ранним или первым по времени формирования позднемезозойским коллизийным тектоническим структурам, на которые наложены все более поздние деформации, в т.ч. сдвиговые.

2. Установленный ранее прерывистый тип складчатости Южно-Верхоянского синклинория, по всей вероятности, соответствует широко известному в настоящее время комплексу специфических складчатых и разрывных структур, которые формируются при надвиговых деформациях [1], т.е. развитию коробчатых и брахиформных рамповых антиклиналей и разного типа дуплексов, разделенных корытообразными синклиналями или узкими зонами развития мелких или крупных напряженных принадвиговых складок. Можно предполагать, что относительно мелким складчато-надвиговым формам, соответствуют более крупные складчатые структуры района, связанные с крупными надвигами — Ухун-Курунская и Дыбинская сундучные антиклинали, сопряженные с Кумбаринской и Оганьинской корытообразными синклиналями.

3. Выделение участков и зон развития надвиговых дислокаций способствует также решению вопросов морфологии, закономерностей размещения и целенаправленного поиска рудных тел, так как в надвиговом (взбросовом) поле напряжений обычно возникают два типа трещин отрыва, потенциальных вместилищ рудного вещества. Формирование (суб)горизонтальных трещин отрыва и межпластовых полостей отслоения определяется тем, что в надвиговом поле напряжений главная ось растяжения ориентирована вертикально, а ряды кулисообразных трещин отрыва, которые расположены (суб)горизонтально или вдоль напластования осадочных пород образуются в результате действия механизма простого сдвига при надвигообразовании.

Приведенные материалы по развитию надвиговых дислокаций в рассматриваемом районе Южно-Верхоянского синклинория позволяют поставить вопрос о необходимости проведения детальных структурных исследований для уточнения особенностей строения и истории развития тектонических структур синклинория.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты: 01-05-65485, 04-05-64711, 03-05-96074p2003Арктика), научной программы «Университеты России» (УР.09.01.451).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. — Новосибирск: Наука, 1999.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского. — М.: Наука, 1979.
3. Кирусенко Т.С. О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклинория // Тектоника Сибири. Т. IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1970. С. 69—74.
4. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
5. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989.

Геодинамические показатели активности земной коры восточной части Сибирской платформы

Л.П.ИМАЕВА, В.С.ИМАЕВ, Б.М.КОЗЬМИН, С.В.СЛЕПЦОВ

Активное промышленное освоение территорий без учета специфических экзо- и эндоморфодинамических особенностей геологической среды связано со значительным экономическим риском, который может быть обусловлен как природными явлениями, так и техногенными причинами. При этом, природное равновесие в виде соответствия тектонических и геоморфологических форм, состояние относительного тектонического покоя или стабилизация происходящих геологических процессов могут быть нарушены вмешательством человека.

В задачу данных исследований входила оценка степени природного риска территории районов алмазодобычи Республики Саха (Якутия) на основе комплексного изучения геолого-структурных и неотектонических данных. Алмазодобывающие предприятия расположены в восточной части Сибирской платформы, характеризующейся относительной тектонической стабильностью.

Геодинамические показатели деформации геологической среды, способные вызвать экологические последствия, связаны с интенсивностью проявлений напряженно-деформированного состояния земной коры, которыми могут являться сейсмичность, новейшие и современные тектонические движения, особенности распространения тектонической трещиноватости и сети разрывных нарушений, аномалии геофизических полей и др. [2, 3, 5]. Для выявления причинно-следственных связей между отдельными показателями был использован R-факторный анализ. Во внимание принимались плотность эпицентров землетрясений S , градиенты новейших вертикальных тектонических движений $Grad V_m$, плотность разломов P , амплитуда новейших тектонических движений A , геофизические данные, характеризующие аномалии поля силы тяжести G .

Для определения корреляционных связей была построена схема неотектоники восточной части Сибирской платформы, на которой приведены сведения по проявлениям местной сейсмичности за последние 50 лет (рис. 1). При этом наиболее детально были изучены два участка: Северный и Южный, в пределах которых наблюдаются максимальные проявления кимберлитового магматизма и расположено водохранилище Вилюйской ГЭС. Сравнение местоположения отдельных кимберлитовых полей (рис. 2) и основных неотектонических структур, показывает, что кимберлитовые поля образуют компактные группы, названные авторами в основном по их географическому положению: Мирнинская, Далдыно-Алакитская, Укукитская, Куонапская, Оленёкская.

Факторный анализ данных показал наличие положительных значимых связей между отдельными геодинамическими переменными. Наиболее устойчивы между собой ассоциации следующих параметров: плотность разломов—плотность эпицентров—градиент новейших вертикальных тектонических движений—амплитуда новейших тектонических движений, коэффициент корреляции $r=0,6$.

Для оценки степени активизации земной коры были построены схемы плотности разломов (см. рис. 2, А и В). Во внимание принимались активизированные в кайнозое раз-

рывные нарушения, которые выявлялись по смещению в разломных зонах осадочных комплексов кайнозойских отложений, приспособлению элементов рельефа и гидросети к трассам их простираций. Плотность разломов оценивалась по количеству разрывных нарушений, приходящихся на единицу площади. Площадка осреднения представляла собой квадрат 1×1 см, что в масштабе карты составляло 25×25 км и соответствовало проекции на земную поверхность элементарного объема динамически активного слоя земной коры [2, 4]. Полученные значения плотности разломов составили количественный ряд: 1, 2, 3, 4, 5, 6. Близкие по величине значения были объединены в несколько классов: максимальная плотность $5 \geq 6$, высокая 4, средняя 2—3, минимальная ≤ 1 .

Для Северного участка (см. рис. 2, А), характерно совпадение простираения изолиний плотности разломов и основных кимберлитоконтролирующих зон. Максимальная плотность $5 \geq 6$ отмечена для единичных кимберлитовых полей Куонапской и Укукитской групп. В остальных случаях данная величина плотности разломов фиксируется в узлах сочленения региональных разломов (на севере рассматриваемого участка) или в зонах их динамического влияния (на юге).

Оленёкская группа кимберлитовых полей характеризуется однородным полем средних плотностных значений 2—3, лишь центральная часть Толуонского поля располагается в зоне минимальных величин ≤ 1 . Куонапская отличается более высоким уровнем тектонической трещиноватости. В основном они тяготеют к областям с высокими значениями плотности разломов 4 и переходом их к средним величинам 3 (Орто-Ыаргинское, Дюкенское, Лучаканское, Куранахское поля). Исключение составляют Старореченское и Ары-Мастахское кимберлитовые поля, где фиксируется высокая плотность разломов 5. Укукитская группа находится в зоне высоких плотностных значений 3—5. При этом, Западно-Укукитское и Восточно-Укукитское кимберлитовые поля расположены в районе, где плотность разломов 3—4, и она растет к востоку до 5 в Огонер-Юряхском поле и падает к югу до 2 в Чомурдахском.

Для Южного участка (см. рис. 2, В), в котором расположены Мирнинская и Далдын-Алакитская группы кимберлитовых полей, а также района Вилюйского водохранилища, характерна более высокая степень плотности разломов. Изолинии максимальных $5 \geq 6$ и высоких величин 4 охватывают здесь большую площадь в областях динамического влияния региональных разломов. К территории Вилюйского водохранилища тяготеет изометричный субдолготный максимум высоких значений $5 \geq 6$ в центре, а к западу от него плотность разломов снижается до 4 единиц.

Для кимберлитовых полей данной группы наблюдается значительный разброс плотностных величин. Так, для Малоботубинского поля высокие значения плотности разломов 4 на его северной окраине сменяются к югу на средние 2—3. На южной оконечности Алакитского кимберлитового поля фиксируется плотностный максимум 5.

К северу плотность разломов в пределах данного поля уменьшается до средних значений 2—3. Однородная тектоническая трещиноватость развита в Далдынском поле с преобладанием средних плотностных характеристик 3. Лишь на крайнем востоке этого поля плотность разломов достигает 4 единиц.

Один из важнейших показателей геодинамического процесса — контрастность вертикальных тектонических движений, количественным выражением которой служит градиент скоростей [5]. Он характеризует изменение ско-

рости вертикальных тектонических движений с расстоянием за временной интервал неотектонического этапа.

Градиенты рассчитывались по формуле:

$$\text{Grad } V_m = \Delta h / dT = kd^{-1},$$

где d — переменный диаметр круговой палетки; $k = \Delta h / T$ — величина постоянная; Δh — величина сечения между изолиниями, T — период неотектонического этапа, продолжительность которого для данного региона 10—12 млн. лет [2, 4].

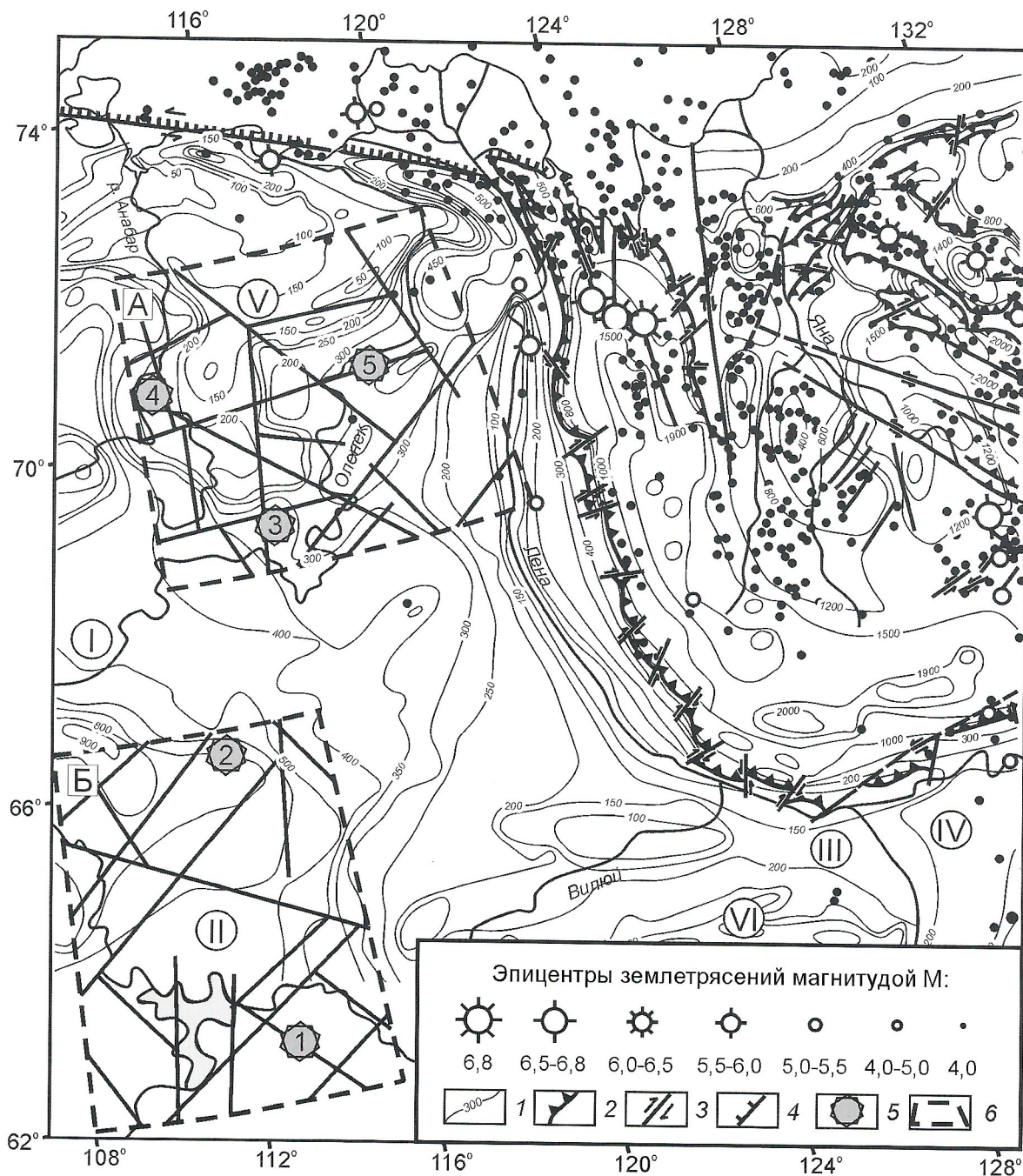


Рис. 1. Схема неотектоники восточной части Сибирской платформы:

I — изогипсы базитов вершинной поверхности; разломы; 2 — надвиги; 3 — сдвиги; 4 — сбросы; 5 — группы кимберлитовых полей: 1 — Мирнинская, 2 — Далдыно-Алакитская, 3 — Укукитская, 4 — Куонапская, 5 — Оленёкская; 6 — границы Северного (А) и Южного (Б) участков определения плотности разломов и градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений; морфоструктурные районы: I — Среднесибирское плоскогорье, II — Приленское плато, III — Центрально-Якутская равнина, IV — Нижнеалданская впадина; щит: V — Анабарский, VI — Алданский

В качестве картографической основы при подсчете *Grad Vm* применялись морфометрические показатели вершинной поверхности из схемы неотектоники, разбитой градусной сеткой со сторонами 25×25 км (см. рис. 1). В узлах сетки с помощью палетки были рассчитаны градиенты скоростей новейших вертикальных тектонических движений, величина которых изменялась от $\leq 0,5 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ до $\geq 0,1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹. В дальнейшем значения градиента скоростей будут приведены без его постоянного множителя (10^{-8} год⁻¹). Соединяя линиями изоград точки с одинаковой величиной градиента, были выявлены 4 зоны: максимальная $\geq 0,5$, высокая 0,4—0,5, средняя 0,2—0,3 и минимальная $\leq 0,1$.

Для участка Северный были околонтурены значительные площади, занятые зонами максимальных $\geq 0,5$ и высоких

0,4—0,5 значений градиента (см. рис. 2, Б). Они приурочены к областям резко расчлененного рельефа, где развиты активные разрывные нарушения. Ориентация зон в большей части соответствует простиранию основных морфоструктурных элементов участка. Области минимальных значений градиента $\leq 0,1$ расположены в основном на юге и околонтуривают выравненные водораздельные поверхности.

Оленёкская группа кимберлитовых полей характеризуется градиентными зонами со значительным разбросом их величин: Хорбусуонское 0,3 и Куойкское 0,3—0,4, Толуопское 0,4—0,5, Молодинское 0,3, Мерчемденское от $\leq 0,1$ до 0,3.

Для Куонапской группы кимберлитовых полей отмечается преобладание высоких и максимальных значений градиентных зон.

Так, Лучаканское и Дюкенское поля находятся в области максимальных значений градиента $\geq 0,5$; Ары-Мастахское в его южной части характеризуется максимальными градиентами, величина которых к северу уменьшается до средних 0,3; Орто-Ыаргинское и Старореченское расположены в зонах высоких 0,4 и средних 0,3 значений градиента.

Для Укукитской группы свойственна резкая смена значений градиентных зон от минимальных (Западно-Укукитское) и средних (Восточно-Укукитское) до максимальных величин $\geq 0,5$. Чомурдахское и Огонер-Юряхское кимберлитовые поля оказались в зоне минимальных значений градиента $\leq 0,1$.

Участок Южный (см. рис. 2, Г) отличается от Северного (см. рис. 2, Б) низкой степенью контрастности неотектонических движений. Здесь преобладают зоны минимальных $\leq 0,1$ и средних 0,2—0,3 значений градиента. Максимальные 0,5 и высокие 0,4 градиенты выявлены лишь в пределах локальных площадок на севере, западе и востоке. Район Вилуйского водохранилища на юге этого участка полностью размещается в пределах области минимальных величин градиентов $\leq 0,1$, что согласуется

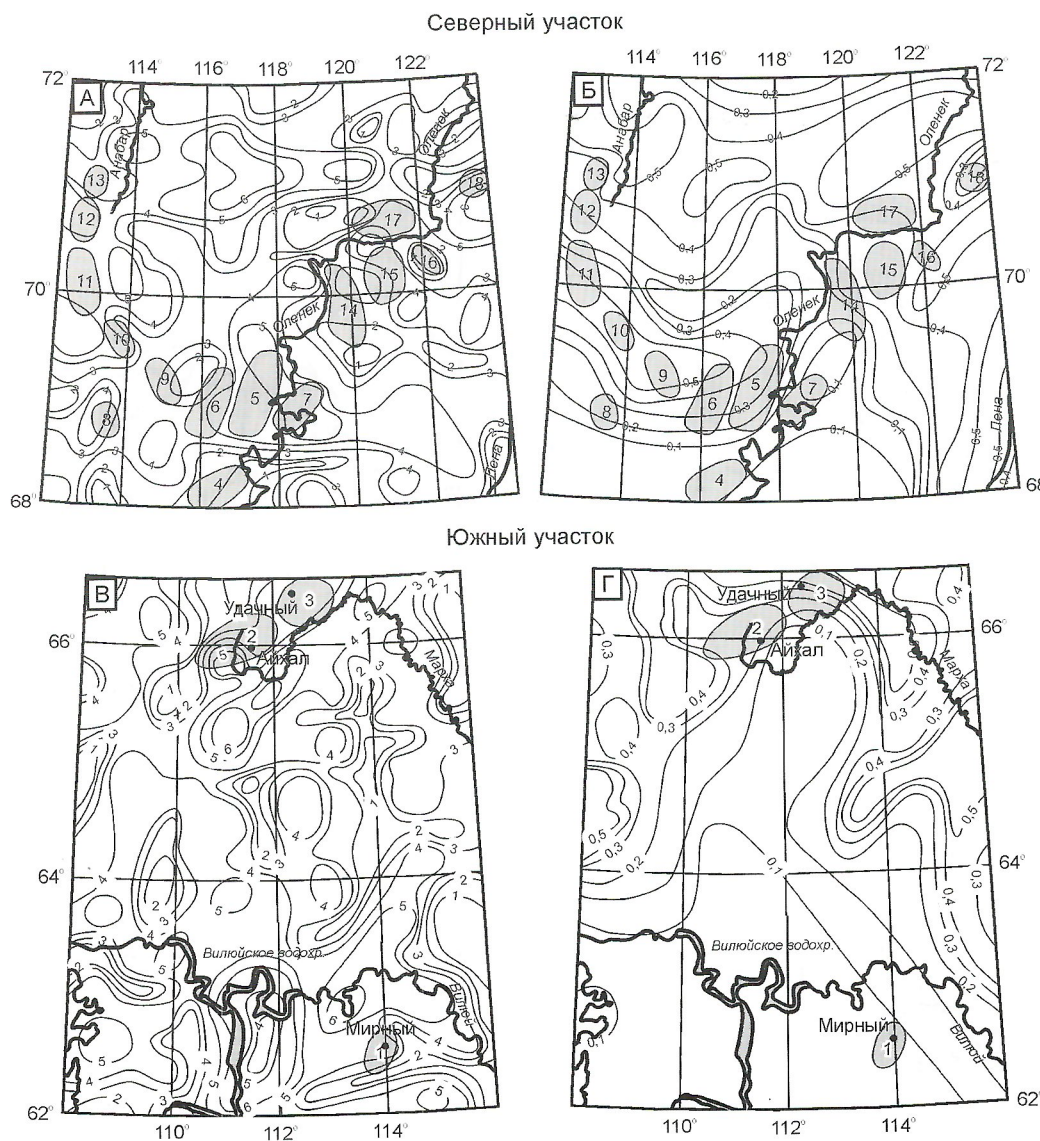


Рис. 2. Схемы плотности разломов (А, В) и градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений (Б, Г) Северного и Южного участков:

отдельные кимберлитовые поля по группам (цифры на сером фоне): Мирнинская — 1 — Малоботуобинское; Далдыно-Алаkitская: 2 — Алаkitское, 3 — Далдынское; Укукитская: 4 — Чомурдахское, 5 — Восточно-Укукитское, 6 — Западно-Укукитское, 7 — Огонер-Юряхское; Куонапская: 8 — Куонахское, 9 — Лучаканское, 10 — Дюкенское, 11 — Ары-Мастахское, 12 — Старореченское, 13 — Орто-Ыаргинское; Оленёкская: 14 — Мерчемденское, 15 — Молодинское, 16 — Толуопское, 17 — Куойкское, 18 — Хорбусуонское

ся со слабой расчлененностью рельефа его морфоструктуры.

На территориях кимберлитовых полей Мирнинской и Далдыно-Алакитской групп наблюдаются показатели градиентных зон разной интенсивности. Малоботуобинское поле однородно и расположено в области минимального значения градиента $\leq 0,1$; к северу Алакитское и Далдынское кимберлитовые поля в градиентном отношении более дифференцированы. Значения градиента скоростей для Алакитского проявления изменяется с юга на север от 0,1 до 0,3, а для Далдынского эта тенденция к увеличению градиента сохраняется в том же направлении, но от минимальных величин 0,1 до максимальных 0,5.

Рассмотрим степень экологической опасности на исследуемых участках территории в зависимости от полученных значений геодинамических показателей геологической среды. Количественная оценка геодинамических показателей геологической среды в районах исследований существенно различается. Так, участок Южный оконтурен линией максимальной плотности разломов 4—5. С учетом данного фактора его экологическая ситуация оценивается как чрезвычайная. По градиенту скоростей новейших вертикальных тектонических движений участок приурочен к зоне минимальных значений $\leq 0,1$ и характеризуется относительно удовлетворительной экологической ситуацией. Совместное рассмотрение этих двух показателей позволяет дать общую экологическую оценку данного участка как относительно удовлетворительную с возможным переходом в чрезвычайную, что обусловлено также близостью района к сейсмоактивным структурам Байкальской рифтовой зоны и Становой орогенной области и возможностью возникновения здесь наведенной сейсмичности в районе Вилуйского водохранилища.

В пределах участка Северный отдельные кимберлитовые поля (Куонапская, Оленёкская и Укукитская группы) образуют крупные кимберлитоконтролирующие зоны, представляющие собой области динамического влияния региональных разломов Сибирской платформы и характеризующиеся повышенной степенью тектонической трещиноватости. По этому фактору их экологическая ситуация оценивается как чрезвычайная. По рангу неотектонического районирования они приурочены к выравненным водораздельным поверхностям (Оленёкская и Укукитская группы) или градиентной ступени рельефа (Куонапская группа). Эти кимберлитовые поля расположены в морфоструктурных областях с незначительными амплитудами положительных неотектонических движений и характеризуются удовлетворительной экологической ситуацией.

Оценка геодинамических показателей геологической среды по отдельным факторам дает лишь приближенные результаты. Практически все кимберлитовые поля расположены в зонах со значительным разбросом плотности разломов (см. рис. 2, А и В) и градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений (см. рис. 2, Б и Г). Часть кимберлитовых полей, находящихся в зонах максимальных значений каждого из факторов в отдельности, могут быть отнесены к областям чрезвычайной экологической ситуации. Остальная территория по отдельным показателям имеет относительно удовлетворительную экологическую обстановку.

Большинство эпицентров местных землетрясений, отмеченных в восточной части Сибирской платформы, расположено к северу от рассматриваемых участков в зоне

влияния Лено-Анабарского краевого шва, который отделяет активную в сейсмическом отношении область шельфа моря Лаптевых от слабо активных и пассивных структур (см. рис. 1). На существующей нормативной «Карте сейсмического районирования Российской Федерации» (ОСР-97), масштаба 1:8 000 000, территория Западной Якутии отнесена к сейсмоопасной области интенсивностью 5—6 баллов [3]. Помимо местных сейсмических событий слабого и среднего уровня с энергетическими классами $K=6-12$, данный регион может испытывать также транзитные воздействия от сильных землетрясений из соседних сейсмических зон: Лено-Таймырской на севере, Байкало-Становой на юге.

Кроме того, в районе Вилуйского водохранилища не исключено появление «наведенной сейсмичности», когда под влиянием водной линзы водохранилища может увеличиваться давление на нижележащие горные породы. В таких случаях изменяется равновесный тектонический баланс с ответной реакцией геологической среды в виде подземных толчков, что на порядок увеличивает уровень сейсмической опасности. Возникновение в этом районе землетрясений даже средней интенсивности (6—7 баллов) может привести к экологическим последствиям значительных масштабов.

На изменение уровня сейсмической активности могут также влиять подземные ядерные взрывы и горные работы, сопровождаемые крупными взрывами в карьерах. Для изучения подобного эффекта необходимо проводить специальные многолетние инструментальные наблюдения за сейсмической обстановкой. В настоящее время ближайшая сейсмическая станция расположена в 900 км от Вилуйского водохранилища в г. Якутск и не может регистрировать близкие землетрясения с $K \leq 8$ и изменения в сейсмическом режиме.

Комплексное исследование районов алмазодобычи, проведенное на основе количественных методов геодинамического анализа (геолого-структурные, неотектонические и сейсмологические данные), позволило оценить степень геодинамической активизации земной коры восточной части Сибирской платформы и экологическую ситуацию, связанную с природными тектоническими и геологическими процессами.

Дальнейшие крупномасштабные исследования по оценке изменений параметров геологической среды районов алмазодобычи и Вилуйского водохранилища должны быть направлены на выявление местных специфических геодинамических показателей, используя которые можно более дифференцированно определять экологическую ситуацию данного региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. Николаев П.Н. Количественная оценка достоверности и значимости геологических критериев сейсмичности // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. — М.: Наука, 1980. № 7. С. 52—65.
3. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации (ОСР-97). Комплект карт и другие материалы. СНИП «Строительство в сейсмических районах». — М., 1999.
4. Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоопасных зонах литосферы (тектонофизический анализ). — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975.

Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы

О.В.ГРИНЕНКО, В.А.КАМАЛЕТДИНОВ, А.И.СЕРГЕЕНКО, Г.В.ИВАНЕНКО, А.Ф.ФРАДКИНА, Н.Г.ПАТЫК-КАРА

Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Сибирской платформы изучена слабо. Исключение составляет Нижнеалданская впадина на юго-востоке территории, где в 50—90 годах XX в. были сосредоточены большие объемы разведочного бурения и вскрыты наиболее полные разрезы кайнозоя. Достаточно сказать, что стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений этого региона на межведомственных региональных стратиграфических совещаниях, включая и 3-е по мезозою и кайнозю Средней Сибири в г.Новосибирск в 1978 г. [15], не рассматривались. Можно упомянуть лишь совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР 1961 г. [13]. Однако его решения были узколокальными и, по современным представлениям, малоубедительными. Поэтому необходимость составления стратиграфической схемы для восточной части Сибирской платформы очевидна. Предлагаемая схема составлена коллективом специалистов Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (г.Якутск), ФГПУ НПП «Аэрогеология» (г.Москва), Госкомитета по геологии и недропользованию Республики Саха (Якутия), Института геологии нефти и газа СО РАН (г.Новосибирск) и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г.Москва). При составлении были широко использованы материалы легенд Анабарской, Суханской, Нижнеленской, Нижнеамгинской и Амгинской серий листов Госгеолкарты-200 и Анабаро-Вилуйской серии листов Госгеолкарты-1000 третьего поколения, изданных листов Госгеолкарты-1000 новой (второй) серии и Геологической карты Якутии масштаба 1:500 000. Полноценно учтены опубликованные материалы по геологической и палеонтологической характеристикам выделяемых стратиграфических подразделений [5, 8, 9 и др.], а также проведенных по ним палеомагнитных исследований [7, 10, 11].

Единственным утвержденным региональным стратиграфическим горизонтом являлся мамонтовогорский регион (средний миоцен) [14]. Однако неоднократно возникали обоснованные предложения о выделении региональных горизонтов и на других стратиграфических уровнях [14, 19 и др.]. Исследования, проведенные главным образом по наиболее полно изученным разрезам Нижнеалданского района, позволили расчленить палеогеновые и неогеновые отложения практически по всему региону и выделить 2 горизонта в палеогене, 4 в неогене. Это стало возможным благодаря тщательному анализу уже имеющихся геологических материалов (результатов изучения палинологических комплексов, отпечатков листьев, плодов и семян), материалов палеомагнитных исследований, и вновь полученных результатов изучения палеогеновых и неогеновых отложений как ряда естественных разрезов, так и керны скважин на левобережье р.Лена. Впервые составлена схема структурно-фациального районирования востока

Сибирской платформы в палеогене и неогене. Уточнены установленные стратотипические районы и площади, где различные стратиграфические подразделения имеют наиболее четкую характеристику и стратиграфические позиции некоторых ранее датированных свит и толщ. Во многом это стало возможно после введения в практику палеомагнитных исследований. Сопоставлены магнитозоны, установленные в ряде местных стратиграфических подразделений при изучении естественных разрезов и искусственных выработок (скважины колонкового бурения), с магнитостратиграфической шкалой (полярность).

Схема структурно-фациального районирования. Проведенное структурно-фациальное районирование (рис. 1) хорошо согласуется с мезозойско-кайнозойским тектоническим районированием и отражает преемственность в развитии основных геологических структур. Выделено 8 структурно-фациальных районов, два из которых подразделены на 5 площадей. Эти территории в некоторых случаях охватывают крупные палеобассейны седиментации, существовавшие длительное время (Муруктинская, Нижнеалданская

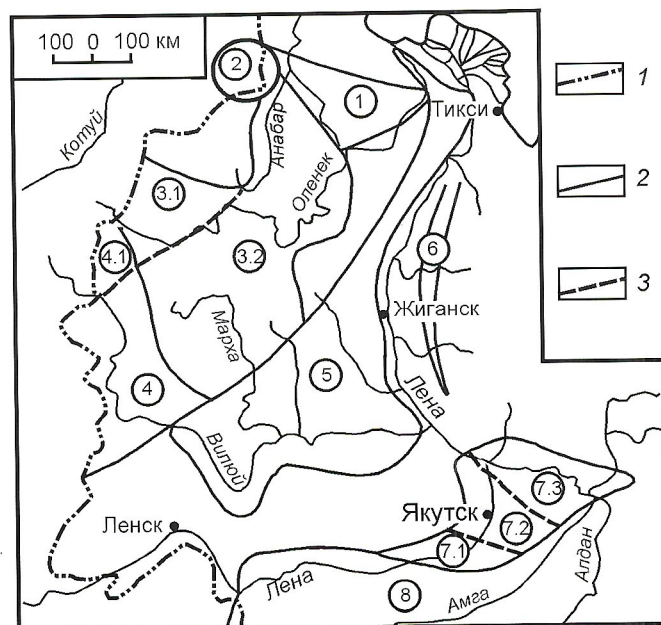


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования востока Сибирской платформы в палеогене и неогене:

границы: 1 — административная Республики Саха (Якутия), 2 — структурно-фациальные районы (1—8), 3 — площади (3.1, 3.2, 4.1, 7.1, 7.2, 7.3); 1 — Анабаро-Бурский, 2 — Попигайский, 3 — Котуй-Оленёкский (3.1 — Тукаланская, 3.2 — Эбелях-Мунская), 4 — Тунгусский (4.1 — Муруктинская), 5 — Молодо-Тюянский, 6 — Менкеринский, 7 — Нижнеалданский (7.1 — Нижнебуотамская, 7.2 — Кангаласская, 7.3 — Мамонтовогорская), 8 — Лено-Алданский

впадины), реже относительно мелкомасштабные линейно вытянутые структуры (Менкеринский район и др.).

На схеме показаны сводные разрезы палеогеновых и неогеновых отложений районов и площадей, приведены сведения о литологическом составе выделяемых свит и толщ, их мощности, характере и возрастной достоверности границ, а также о подстилающих образованиях (рис. 2).

Общая стратиграфическая шкала включает все отделы, подотделы и ярусы палеогеновой и неогеновой систем, хотя сопоставление ярусов с региональными континентальными отложениями в большинстве случаев условно.

Магнитостратиграфическая шкала (полярность) приведена для палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Сибирской платформы впервые. Это способствует как повышению корректности местных стратиграфических корреляций, так и корреляции с ней магнитозон, установленных в ряде разрезов палеогена и неогена Нижнеалданской впадины. При палеомагнитных исследованиях частных разрезов были использованы шкалы из работ [21, 23], которые при составлении итоговой магнитостратиграфической шкалы были соотнесены со шкалой из книги [22].

В качестве основного *регионального стратиграфического подразделения* принят горизонт (региоярус). Границы одной части горизонтов установлены вполне определенно, другой — предположительно (сплошная и пунктирная линии, соответственно), что отражает их возрастную достоверность и степень условности возможной корреляции региоярусов с общей шкалой. Выделены следующие региональные горизонты (снизу вверх): таттинский, тандинский (палеоген), намский, мамонтовогорский, аппинский, табангинский (неоген). Характеристика растительности дана А.Ф.Фрадковой по собственным материалам и данным других исследователей [16—21].

Таттинский горизонт (нижняя часть нижнего олигоцена) выделен в объеме одноименной свиты, установленной Р.А.Биджиевым и Л.М.Натаповым [1] в Нижнеалданской впадине по керну скважин. Таттинская свита сложена серыми и светло-серыми косослоистыми разнородными песками с лигнитизированными растительными остатками и рассеянными по разрезу гравием и галькой кварца и кварцитов. В основании свиты залегает слой базального галечника (0,4—1,2 м). Мощность свиты и горизонта 245—260 м [2]. Предположительно к таттинскому уровню относятся верхние части болуоттахской и маспакынской толщ Котуй-Оленёкского и кырбыканской толщ Лено-Алданского районов. По выделенным палинологическим комплексам реконструируются широколиственные леса, произраставшие в условиях теплоумеренного влажного климата, что соответствует началу расцвета мезофильной листопадной флоры тургайского типа Востока и Северо-Востока России.

Тандинский горизонт (верхняя часть нижнего олигоцена) установлен по одноименной свите, которая практически на всей площади Нижнеалданской впадины согласно перекрывает таттинскую и лишь на бортах залегает непосредственно на частично эродированной поверхности юры и нижнего мела. Тандинская свита сложена переслаивающимися пачками песков, алевроитов, глин и лигнитов. Мощность свиты и горизонта изменяется от первых метров на южном борту впадины до 390 м в бассейнах рек Западная и Восточная Градыга [2]. К тандинскому горизонту, также как и таттинскому, относятся, по-видимому, самые верхи разрезов упомянутых болуоттахской, маспакынской и кырбыканской толщ.

По палинологическим и флористическим данным восстанавливаются тургайские листопадные леса. Тандинское время коррелируется с омолойским временем Северо-Востока России, где, как и на востоке Сибирской платформы, произрастали листопадные леса, включающие наиболее термофильные покрытосеменные. Это время расцвета мезофильной флоры тургайского типа в условиях наиболее теплого теплоумеренного и влажного климата.

В фрагментах разреза свиты, изученных палеомагнитным методом, в керне скв.3 (пос.Дыгдал) и скв.6 (пос.Томторбон) установлены зоны прямой и обратной намагниченности пород. Однако их корреляция с общей палеомагнитной шкалой в настоящее время не имеет однозначного решения.

Намский горизонт (нижний миоцен) обнажается только в западной части Нижнеалданской впадины на левобережье р.Лена, а восточнее погребен под более молодыми отложениями. Горизонт прослежен также в Молодо-Тюкянском (конончанская толща) и Менкеринском (токурская толща) районах.

Намская свита (стратотип одноименного горизонта) с размытом залегает на тандинской и представлена песками светло-серыми и серыми, иногда желтоватыми и белесоватыми, часто косослоистыми, содержащими мелкую гальку и гравий, остатки лигнитизированной древесины и иногда включения переложенного лигнита [2]. Мощность отложений возрастает от 20 м на юге впадины до 90 м в ее центральной части.

Намское время характеризуют листопадные сосново-березовые и березово-сосновые леса с разнообразными покрытосеменными-термофилами. Отметим, что намские, как и одновозрастные им на Северо-Востоке России нижнеильдикияльские палинологические комплексы хорошо коррелируют с таковыми из морских осадков нижнего миоцена Дальнего Востока [4]. Это свидетельствует о том, что данный горизонт имеет межрегиональное значение.

Исходя из характера магнитной зональности и разреза намской свиты В.А.Камалетдинов и П.С.Минюк [7, 11] сопоставили ее с хронами от С6п до С6АAr, что соответствует временному интервалу, ориентировочно, 19,5—22,3 млн.лет, т.е. раннему миоцену. Для него реконструируется теплоумеренный климат, но более прохладный, чем тандинский.

Мамонтовогорский горизонт (средний миоцен) выделен в Нижнеалданской впадине по стратотипу свиты Мамонтовой Горы на р.Алдан в 310—325 км выше ее устья. Прослежен горизонт в обнажениях низовьев р.Алдан, а также в многочисленных скважинах. Свита Мамонтовой Горы и особенно ее палеонтологическая характеристика детально обсуждалась на Втором Межведомственном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР в 1975 г. [14]. Решение о переводе свиты в ранг горизонта и его название были приняты на бюро постоянной неогеновой комиссии и утверждено на пленуме Межведомственного стратиграфического комитета в 1976 г. На Северо-Востоке России выделен силгенский региоярус, одновозрастный мамонтовогорскому с аналогичной палеонтологической характеристикой [3]. Этот региоярус широко развит по площади и имеет одновозрастные аналоги во многих межгорных впадинах и прогибах Северо-Востока России, а также на материковой и островной Камчатке.

По буровым данным свита Мамонтовой Горы перекрывает подстилающую ее намскую с размытом. В стратоти-

Корреляция местных стратиграфических подразделений;																				
Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения		Анабаро-бурский				Политайский		Котуй-Оленекский		Тунгуский		Молодо-Тюянский		Менкеринский		
Система				Горизонт		1		2		3		4.1		5		6				
Подотдел																				
Ярус																				
Временная шкала, млн. лет				Общая стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)		БЕЕНЧИМИНСКАЯ ТОЛЩА Галечники ржаво-желтые пески разнотерные РС										ТАБАТИНСКАЯ СВИТА ТОЛЩА ВОДОРАЗДЕЛЬНЫХ ГАЛЕЧНИКОВ Галечники охлеженные галька кремней, кварца, долеритов. Пески с рассеянными гальками, валунами. Линзы галечников РС до 10-15 м				
1.8	Верхний	Гелазский	Гелазский	Табатинский																
5	Средний	Пьянецкий	Пьянецкий	Аппинский																
	Нижний	Заньковский	Заньковский																	
10		Месинский	Месинский																	
	Верхний	Тортонский	Тортонский																	
15		Серравальский	Серравальский	Мамонтово-горский																
	Средний																			
20		Лангийский	Лангийский																	
	Нижний	Бурдигальский	Бурдигальский	Намский																
25		Аквитанский	Аквитанский																	
	Верхний	Хаттский	Хаттский																	
30		Рюпельский	Рюпельский	Тандинский																
	Нижний			Таттинский																
35	Верхний	Приабонский	Приабонский																	
	Средний	Бартоновский	Бартоновский																	
45		Лотетский	Лотетский																	
	Нижний	Илпрокий	Илпрокий																	
55	Верхний	Зеландский	Зеландский																	
	Нижний	Датский	Датский																	
				Подстилающие образования		K, P		AR, PR, Є, P		Є		?		J				K		

районы	Нижнеалданский; площадь				Стратиграфические схемы смежных регионов	
	Нижнебуотамская	Кангаласская	Мамонтовогорская	Лено-Алданский	Западная Сибирь (горизонты) МСК-01, 2001	Северо-Восток России (горизонты) МСК-98, 1998
	7.1	7.2	7.3	8		
	ТОПША КРАСНЫХ ПЕСКОВ Пески ожелезненные, растительный детрит. Базальные галечники PC до 33 м	ДЫДАЛЬСКАЯ СВИТА Пески светло-серые, правый 30 м Пески бурые, галечники PC 10 м СОЛБАНСКАЯ СВИТА Пески серые, рассеянная галька PC 8 м	ДЫДАЛЬСКАЯ СВИТА Пески серые, правый 30 м АЛТИНСКАЯ СВИТА Пески желто-оранжевые, базальные галечники S, PC 15 м PC	ДОБРИНСКАЯ ТОПША Пески с галечниками, обломками железистых конгломератов PC 10-15 м	Кулундинский Новостаничный Павлодарский Таволжанский	Кулунский Бегуновский
	СЫРСАРСКАЯ ТОПША Пески и гравийники с каолиновым материалом, алевроиты, бурые железняки, глины	НАМСКАЯ СВИТА Пески светло-серые, белесые, косолопастые, с примесью гравийно-галечного материала PC 43 м	НАМСКАЯ СВИТА Пески серые, светло-серые с растительным детритом, включением галек PC 23 м	СВИТА МАМОНТОВОЙ ГОРЫ Пески косолопастые, галечники, включения конкреций F1, S, SH, PC 65 м	Бещеульский Абросимовский	Халчанский Силгенский Верхне-ильдин-лахский Нижне-ильдин-лахский
	до 20 м	ТАНДИНСКАЯ СВИТА Пески, алевроиты серые, лигнитизированные глины, темно-серые SH, PC 39 м	ТАНДИНСКАЯ СВИТА Пески серые, белесые, галечники, растительные остатки PC 18 м	КЫРЬКАНСКАЯ ТОПША Глины ожелезненные с дресвой кремней, обломками бурых железняков, пески глинистые с гравием и галькой окремненных пород, дресвой кремней в карстовых полостях PC до 60 м	Журавский Новомихайловский Атымский Тавдинский Лопинворский Талицкий	Онгучахский Омолыйский Нижнеальмасский Паршинский Теникченский Тастахский Кенгелевский Киевский Томашевский Саваньинский
	€; J	K ₂₋₃	K ₂	€		

Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы:

на магнитнохронологической шкале черным показаны периоды нормальной полярности магнитного поля; F1 — отпечатки листьев; S — семена и плоды; SH — шишки; PC — палинологический комплекс

пическом обнажении «Мамонтова Гора» вскрывает следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Тонкозернистые озерные и старичные пески и глины с прослоями лигнитизированного растительного детрита и большим количеством глинисто-сидеритовых конкреций с многочисленными отпечатками листьев. Видимая мощность 2—7 м. Выделены Ю.П.Барановой и др. [12] в качестве «белогорских слоев».

2. Аллювиальные отложения, представленные чередующимися пачками разнозернистых горизонтально-, косо- и линзовиднослоистых песков, фациально замещаются озерно-аллювиальными горизонтально- и диагональнослоистыми мелкозернистыми песками и алевролитами. По всему разрезу присутствуют линзы и прослои разноразмерных галечников, а также растительные остатки различной степени литификации. Общая мощность 54—69 м.

По всем палеоботаническим данным свита Мамонтовой Горы и входящие в нее белогорские слои датируются средним миоценом. Флора, характеризующая Мамонтовогорский горизонт, исключительно богата. Из семенных комплексов в ней определены 270 таксонов из 100 родов; 53 рода установлены по пыльце и спорам; 70 таксонов из 39 родов определены по отпечаткам листьев. В целом флора Мамонтовой Горы характеризуется как обедненная тургайская [12].

В мамонтовогорское время были распространены широколиственно-сосново-мелколиственные леса. Реконструируется дальнейшее похолодание климата.

Аппинский горизонт (нижний плиоцен). Стратотип — одноименная свита (она ранее выделялась в качестве слоя ожелезненных песков [12]), слагающая верхнюю часть обнажения Мамонтова Гора на р.Алдан в 2,5 км выше устья р.Аппа. Данная свита с размывом перекрывает среднемиоценовые отложения свиты Мамонтовой Горы. В основании разреза фиксируется маломощный галечник, сложенный хорошо окатанными гальками средней размерности, выше залегают промытые разнозернистые желтовато-серые пески, местами с диагональной, перекрестной или горизонтальной слоистостью. Породы в разной степени ожелезнены, наиболее сильно в основании свиты. Мощность аппинской свиты и горизонта достигает 15,5 м.

В западной части Нижнеалданской впадины к аппинскому горизонту относятся песчано-гравийные отложения солбанской свиты [2]. В пределах восточной части Сибирской платформы в состав горизонта входят также эбеляхская толща Эбелях-Мунской площади Котуй-Оленёкского района, толща водораздельных галечников Молодо-Тюкянского района и, возможно, нижние части толщи красных песков Нижнебуотамской площади Нижнеалданского района и добринской толщи Лено-Амгинской площади Лено-Алданского района.

По палинологическим и карпологическим материалам в аппинское время произрастали темнохвойные и смешанные леса, перемежающиеся с мелколиственными березово-ольховыми, которые занимали огромные пространства от Байкало-Патомской горной страны до побережья Ледовитого океана. Климат стал заметно прохладнее по сравнению с мамонтовогорским временем. Согласно палеомагнитным данным [7, 10] и результатам флористического анализа время формирования аппинской свиты относится к эпохе Гилберт и началу эпохи Гаусс (ранний плиоцен).

Табагинский горизонт (средний плиоцен). Стратотип — одноименная свита, залегающая на самой высокой террасе

р.Лена и прослеживающаяся в среднем и нижнем течении реки (Нижнеалданский и Молодо-Тюкянский районы). Наиболее полно изучен разрез табагинской свиты в обнажении Кангаласский Мыс на левом берегу р.Лена в 45 км ниже г.Якутск, где она с размывом перекрывает солбанскую свиту нижнего плиоцена. Свита сложена и желтовато-серыми крупно- и среднезернистыми, гравийными сильно ожелезненными песками. Довольно часто встречаются корки гидроксидов железа и плитки темно-бурых конгломератов и песчаников. В основании залегают базальные галечники с разноразмерной галькой преимущественно кремней и окремненных пород. Мощность свиты 2,5 м. В других разрезах (например, в карьерах по Намскому тракту) она достигает 10—11 м.

Предполагается, что табагинский горизонт слагает верхние части разрезов толщи красных песков Нижнебуотамской площади и добринской толщи Лено-Амгинской площади.

По отдельным спорово-пыльцевым спектрам реконструируются и березово-лиственничные леса с участием сосновых, что свидетельствует об еще большем похолодании климата по сравнению с аппинским временем. Эти данные в совокупности с палеомагнитными материалами по разрезу скв.11 на Табагинском Мысу (25 км южнее г.Якутск) [6] позволяют определить время формирования табагинской свиты концом эпохи Гаусс (средний плиоцен).

Приведенные материалы показывают, что основная масса местных свит и толщ восточной части Сибирской платформы принадлежит к определенным региональным горизонтам. Проведена корреляция рассмотренной схемы с аналогичными схемами Западной Сибири [20] и Северо-Востока России [3].

Схема рассмотрена и утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом России 9 апреля 2004 г. в качестве корреляционной. Рекомендуются как основа для геологической съемки среднего и крупного масштаба, геолого-поисковых и геологоразведочных работ, а также разнотипных палеогеографических реконструкций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биджиев Р.А., Натанов Л.М. Новые данные о геологическом строении Нижнеалданской впадины // Геология и геофизика. 1961. № 12. С. 48—55.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Р-52, 53. — Якутск, СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
3. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Схемы и Объяснительные записки. Ч. I, II. — Якутск, 1998.
4. Гриненко О.В., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. — Якутск, 1989.
5. Исаева Л.Л., Андреева С.М., Кулькова И.А. и др. Котуйская свита среднего-верхнего эоцена Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 129—132.
6. Камалетдинов В.А. Рельеф цоколя и строение четвертичного покрова Лено-Амгинского междуречья // Геология кайнозоя Якутии. — Якутск, 1982. С. 94—103.
7. Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Биостратиграфия неогеновых отложений западной части Нижнеалданской впадины // Палеомагнетизм фанерозойских отложений Востока и Северо-Востока Азии. — Магадан, 1982. С. 78—84.
8. Кулькова И.А., Бардеева М.А., Марченко Н.К. Палеоген Мурутинской котловины // Палинотриатиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. — Новосибирск: Наука, 1985. С. 40—47.
9. Кулькова И.А., Ковалев А.Н., Козлов Г.В., Лаухин С.А. Континентальный эоцен на севере Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1174—1177.

10. Минюк П.С. Палеомагнитные исследования верхней части разреза Мамонтова гора на р.Алдан // Геология кайнозоя Якутии. — Якутск, 1982. С. 22—27.
11. Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.
12. Миоцен Мамонтовой горы (стратиграфия и ископаемая флора). — М.: Наука, 1976.
13. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. — М.: Гостехиздат, 1963.
14. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. — Магадан: Изд-во СВТГУ, 1978.
15. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. — Новосибирск, 1981.
16. Фрадкина А.Ф. К стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины (Якутия) // Палеопалинология Сибири. — М.: Наука, 1980. С. 77—83.
17. Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. — М., Наука, 1983.
18. Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А. Материалы к уточнению региональной стратиграфической схемы палеогена и неогена Нижнеалданской впадины // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и на Дальнем Востоке. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 132—138.
19. Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Томская А.И. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Нижнеалданской впадины // Геология кайнозоя Якутии. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 12—21.
20. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001.
21. Харленд У.Б., Кокс А.В., Авеллин А.Г. и др. Шкала геологического времени. — М.: Мир, 1985.
22. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEBM (Soc. for Sedimentary Geology), special publication № 54. 1995. P. 129—212.
23. Labreque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time // Geology. 1977. Vol. 5. № 6. P. 330—335.

УДК 564.8:551.734(571.56—11)

© В.В.Баранов, Т.С.Альховик, 2005

Конодонты родов *Amydrotaxis* Klapper et Murphy и *Gigantolus* Baranov в нижнем девоне Северо-Востока России

В.В.БАРАНОВ, Т.С.АЛЬХОВИК

Представители рода *Amydrotaxis* Klapper et Murphy описаны из лохковских отложений запада Нового Южного Уэльса Австралии [5], штата Невада Северной Америки [3, 6] и Аляски [4]. Описание рода и мультиэлементный состав типового вида с достаточной полнотой приведены в работах [3, 5]. Считается, что раннелохковские амидротаксисы — представители вида *A. corniculans* Mawson, произошли от вида-предка *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler) [5]. В.В.Баранов [1] к роду *Amydrotaxis* относит *A. privus* Baranov и *A.*

maxillaris Baranov, найденные, соответственно, в пражских и эмских отложениях Северо-Востока России. В данной статье состав рода расширен за счет включения в него вида, описанного под названием *Ozarkodina nativa* Baranov [1]. Возраст этих видов обосновывается, встречающимися вместе с ними, видами-индексами стандартных конодонтовых зон (рисунки 1, 2). Виды *Amydrotaxis privus*, *A. nativus* и *A. maxillaris* образуют единую филогенетическую линию (рис. 3). Поскольку в нижнепражских отложениях представители

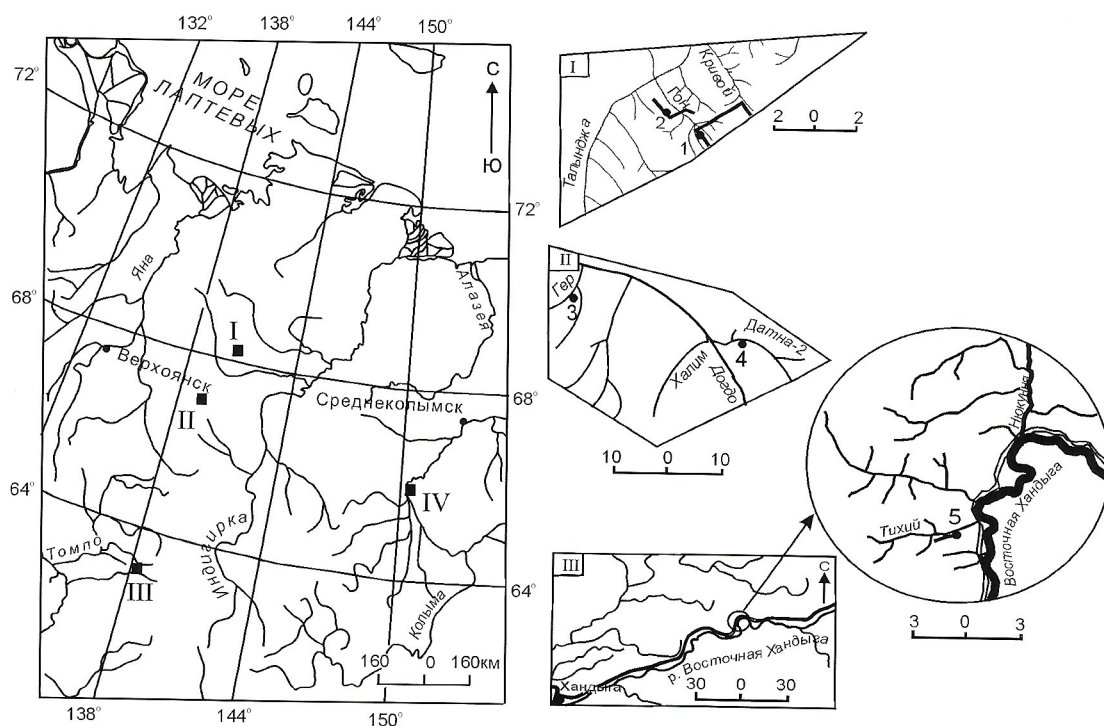
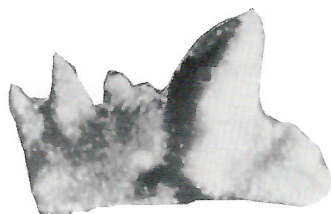


Рис. 1. Местонахождение представителей родов *Amydrotaxis* и *Gigantolus*:

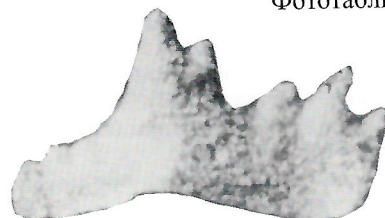
I — Селенняхский край: 1 — разрез Неличен—Ледниковый—Кривой, 2 — разрез Гон-1; II — хребет Тас-Хаяхта: 3 — разрез Геремганджа—Гер, 4 — разрез Датна-II-2; III — хребет Сетте-Дабан: 5 — разрез Тихий; IV — Юкагирское плоскогорье, правобережье р.Колымы: 6 — разрез Известковый Карьер-II



1



5



6



2



7



10



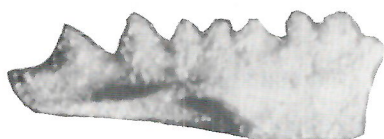
11



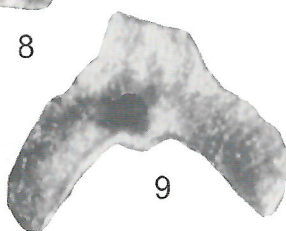
3



8



4



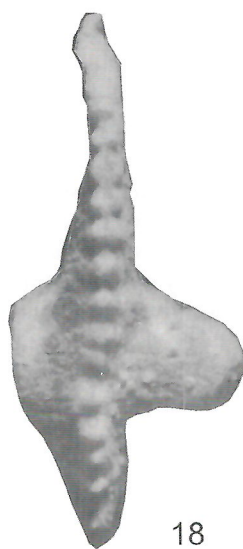
9



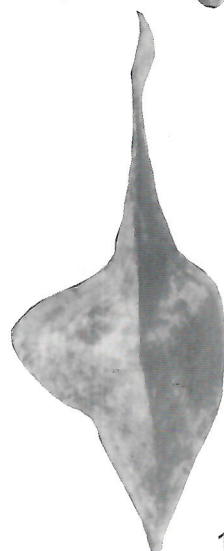
12



13



18



19



20



14



15



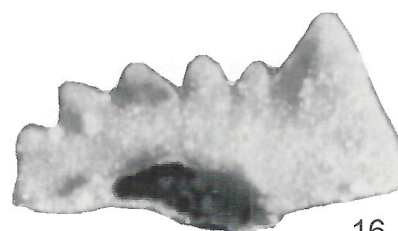
21



22



23



16



17

рода *Amydrotaxis* пока не обнаружены, предковым видом *A. privus*, по всей вероятности, следует считать вид *Amydrotaxis johnsoni* (Klapper) β morph, описанный из верхнего лохкова (зона *pesavis*) шт.Невада [3]. *A. privus* по строению базальной полости с асимметричными боковыми лопастями сближается с раннедохковским *A. corniculans*. От предкового вида он отличается широкими асимметричными боковыми лопастями и крупными зубцами на верхней поверхности листа. Во второй половине фазы *inversus* от него отделяется *A. nativus*. У данного вида сохраняются форма базальной полости и асимметрия боковых лопастей, значительно уменьшается высота зубцов и в передней части листа обособляются четыре зубца. Эти зубцы тесно сближены и значительно выше остальных зубцов. В конце раннего девона (фаза *patulus*) от *A. nativus* произошел *A. maxillaris*. По сравнению с предковым видом у него возникает инверсия базальной полости, уменьшаются размеры боковых лопастей, сокращается число зубцов и увеличивается их высота. Зубцы передней части листа сливаются, образуя один крупный зубец.

В.В.Баранов в 1995 г. [2] из эмских отложений Северо-Востока России описал монотипический род *Gigantholus* с типовым видом *G. repostus* Baranov. Мультиэлементный состав этого вида пока не установлен. Роды *Amydrotaxis* и *Gigantholus* образуют единую филогенетическую линию, развитие которой происходило в позднем прагии и эмсе (см. рис. 3). На рубеже пражского и эмского веков *A. privus* дает начало первому представителю рода *Gigantholus* — виду *G. repostus*, от которого в раннем эмсе (фаза *excavatus*) произошел второй представитель этого рода — *G. kolyaensis* sp. nov. Ранее он был отнесен В.В.Барановым к виду *Eognathodus sulcatus* Philip [1]. *G. repostus* отличается от предкового вида: крупными размерами, базальной полостью, занимающей всю нижнюю часть листа и наибольшей ее глубиной, сдвинутой ближе к середине листа, крупными асимметричными лопастями, большим числом крупных бугров на верхней части листа. По сравнению с предковым видом у *G. kolyaensis* задняя часть листа изгибается вбок и вниз, инвертируется базальная полость, уменьшаются размеры боковых лопастей. Зубцы в задней части листа разделены мелкой продольной бороздкой.

Изученная коллекция конодонтов хранится в Геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов (ГМ ИГАБМ) СО РАН (г.Якутск) под № 182 (см. фототаблицу).

***Amydrotaxis* Klapper et Murphy, 1980**

***Amydrotaxis privus* Baranov, 1991**

Фототаблица, фиг. 1—11

Amydrotaxis privus: Баранов, 1991, с. 27, табл. 1, фиг. 14—18; табл. 2, фиг. 1, 2.

Голотип — ИГАБМ СО РАН, 182/460, Ра элемент; Северо-Восток России, хр.Сетте-Дабан, правобережье р.Восточная Хандыга, разрез Тихий; нижний девон, пражский ярус, ледниковский горизонт, зона *pireneae*.

О п и с а н и е. Ра элемент: крупный спатогнатиформный с прямым или слабозагнутым листом, с крупными зубцами, высота которых уменьшается к заднему краю. Всего насчитывается 8—10 зубцов. Базальная полость занимает всю нижнюю часть листа, в задней части она имеет наибольшую глубину и ширину. В направлении переднего края от нее отходит базальный желобок. Лопастей базальной полости крупные асимметричные.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, зона *pireneae*, ледниковский и галкинский горизонты Северо-Востока России, Селенняхский кряж и хр.Сетте-Дабан.

М а т е р и а л. 29 Ра элементов различной сохранности найдены в пяти местонахождениях: хр.Сетте-Дабан, правобережье р.Восточной Хандыги, руч.Тихий, разрез Тихий, обр. S-15/14 — 22 экз., Селенняхский кряж, правобережье р.Талынджа, водораздел ручьев Неличен и Ледниковый, разрез Неличен—Ледниковый—Кривой, обр.СЛ-116 — 1 экз., обр. СЛ-121 — 1 экз., обр. СЛ-123 — 7 экз.

***Amydrotaxis nativus* Baranov, 1991**

Фототаблица, фиг. 12, 13

Ozarkodina nativa: Баранов, 1991, с. 29, табл. 2, фиг. 5, 6.

Голотип — ИГАБМ СО РАН, 182/420, Ра элемент; Северо-Восток России, хр.Тас-Хаяхтах, р.Датна-II, разрез Датна-II-2; нижний девон, эмский ярус, геремганджинский горизонт, зона *patulus*.

О п и с а н и е. Ра элемент: крупный, листовидный. В передней части листа возвышаются 4—5 зубчиков, из которых два средних крупные. В задней части расположено до 11 слившихся зубчиков, из них 4 последних крупные. Базальная полость занимает всю нижнюю часть листа. От нее в переднем направлении отходит базальный желобок. Боковые лопасти широкие, асимметричные.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, эмс, зоны *inversus*—*patulus*, николаевский и геремганджинский горизонты Северо-Востока России, хр.Тас-Хаяхтах.

М а т е р и а л. 17 Ра элементов найдены в двух местонахождениях: руч.Гер, левый приток р.Геремганджи, разрез Геремганджа—Гер, обр. Т-43/3 — 7 экз., р.Датна-II, разрез Датна-II-2, обр. Т-64/7 — 10 экз.

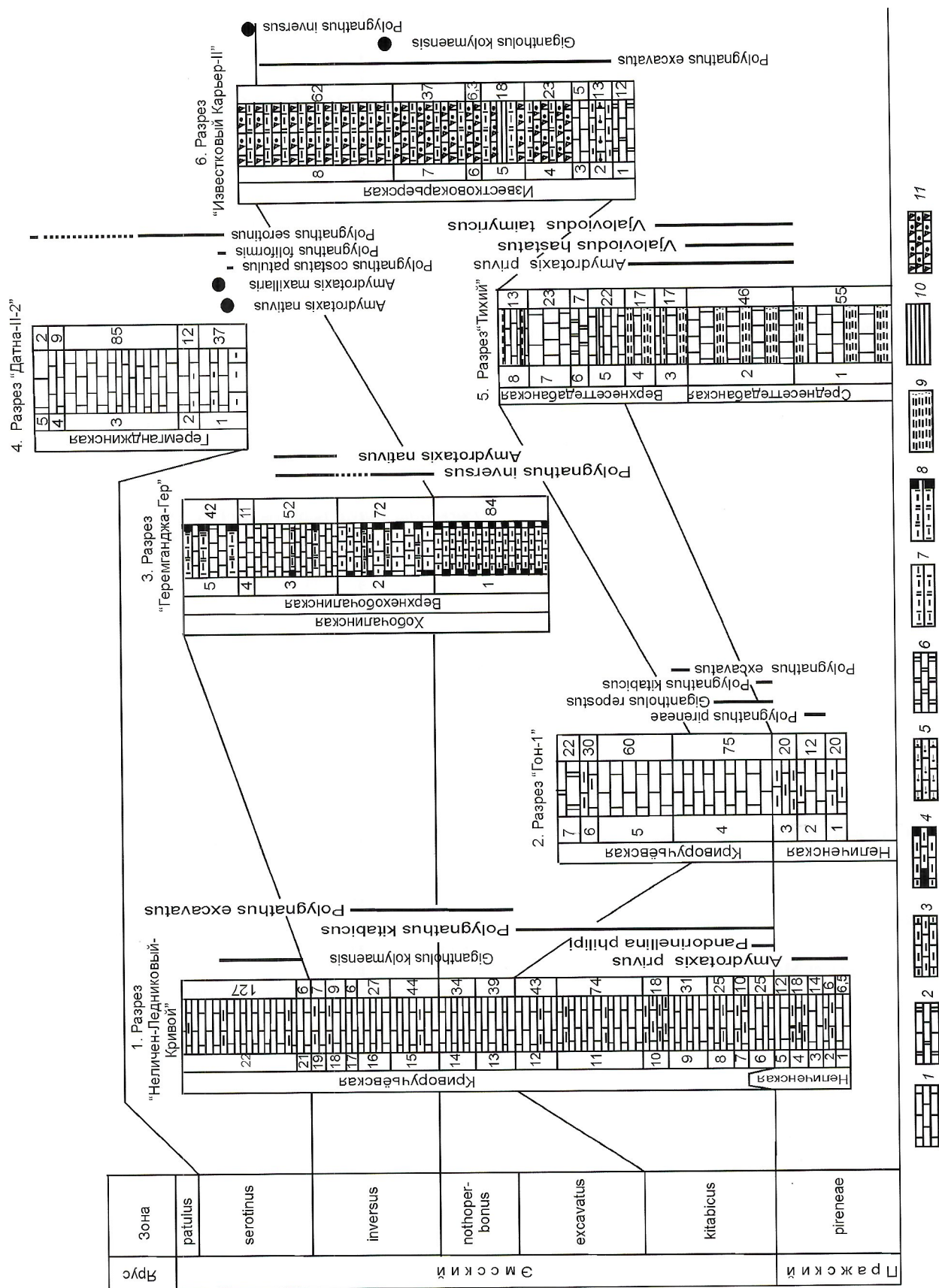
***Amydrotaxis maxillaris* Baranov, 1991**

Фототаблица, фиг. 14—17

Amydrotaxis maxillaris: Баранов, 1991, с. 26, табл. 1, фиг. 1—4.

Голотип — ИГАБМ СО РАН, 182/456, Ра элемент; Северо-Восток России, хр.Тас-Хаяхтах, р.Датна-II, разрез

Фиг. 1—11. *Amydrotaxis privus* Baranov. 1, 2 — голотип 182/460 (×48), 3 — экз. 182/461 (×48), Ра элемент, вид сбоку, 4 — экз. 182/465 (×48), Ра элемент, вид сбоку, 5—7 — Pb элементы: 5 — экз. 182/410 (×48), 6 — экз. 182/464 (×48), 7 — экз. 182/462 (×48), 8 — экз. 182/411 (×48), фрагмент элемента M, 9 — экз. 182/466 (×48), фрагмент элемента Sa, 10 — экз. 182/467 (×48), фрагмент элемента M, 11 — экз. 182/468 (×48), фрагмент элемента Sc; хр.Сетте-Дабан, руч.Тихий; ледниковский горизонт, зона *pireneae*. Фиг. 12, 13. *Amydrotaxis nativus* (Baranov). 12 — голотип 182/420 (×60), Ра элемент, 12 — вид сбоку, 13 — вид сверху; хр.Тас-Хаяхтах, р.Датна-II; геремганджинский горизонт, зона *patulus*. Фиг. 14—17. *Amydrotaxis maxillaris* Baranov. 14, 15 — экз. 182/455 (×48), 14 — вид сбоку, 15 — вид сверху, 16, 17 — голотип 182/456 (×48), 16 — вид сбоку, 17 — вид снизу; хр.Тас-Хаяхтах, р.Датна-II; геремганджинский горизонт, зона *patulus*. Фиг. 18—20. *Gigantholus repostus* Baranov. 18—20 — голотип 182/298 (×28): 18 — вид сверху, 19 — вид снизу, 20 — вид сбоку; Селенняхский кряж, руч.Гон; николаевский горизонт, зона *kitabicus*. Фиг. 21—23. *Gigantholus kolyaensis* Baranov et Alkhovik. 21—23 — голотип 182/500 (×35): 21 — вид сверху, 22 — вид снизу, 23 — вид сбоку; Юкагирское плоскогорье, правый борт р.Колыма, разрез Известковый Карьер-II, николаевский горизонт, зона *excavatus*



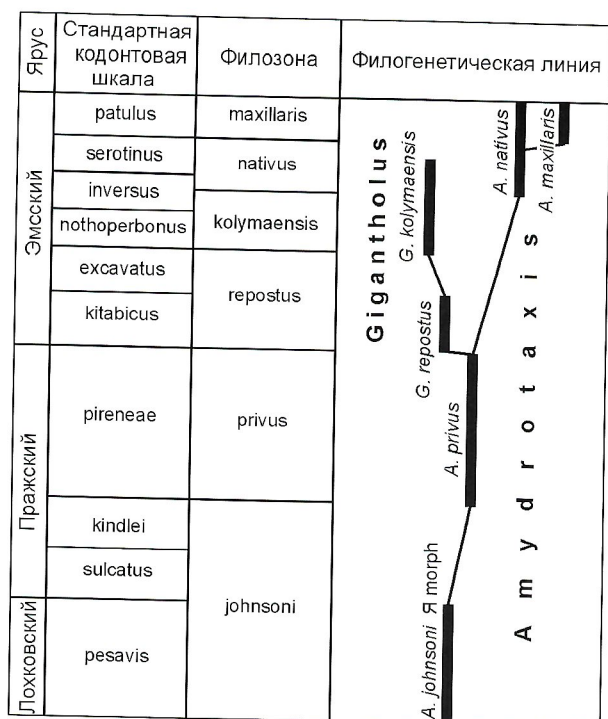


Рис. 3. Схема филогенетического развития родов *Amydrotaxis* и *Gigantholus*

Датна-II-2; нижний девон, эмский ярус, геремганджинский горизонт, зона *patulus*.

О п и с а н и е. Ра элемент: крупный спатогнатиформный с очень крупными редкими зубцами, из которых передний зубец крупнее остальных. Зубцы разделены глубокими промежутками. Всего насчитывается 6 зубцов. Базальная полость занимает всю нижнюю часть листа. От нее в направлении переднего края отходит продольный желобок. Боковые лопасти узкие, асимметричные.

М а т е р и а л. 10 Ра элементов найдены в типовом местонахождении, обр. Т-64/11.

Распространение. Нижний девон, верхний эмс, зона *patulus*, геремганджинский горизонт Северо-Востока России, хр. Тас-Хаяхтах.

Род *Gigantholus* Baranov, 1995

Gigantholus repostus Baranov, 1995

Фототаблица, фиг. 18—20

Gigantholus repostus: Баранов, 1995, с. 28, табл. 2, фиг. 1—3.

Г о л о т и п — ИГАБМ СО РАН, 182/298, Ра элемент; Северо-Восток России, Селеннянский кряж, правобережье р.Талынджи, руч.Гон, разрез Гон-1; нижний девон, эмский ярус, николаевский горизонт, зона *kitabicus*.

Описание. Ра элемент: гигантский до 2,5 мм длиной, слабо изогнутый листовидный конодонт с куполовидной поверхностью, на которой расположен один ряд поперечно вытянутых бугров примерно одинакового размера. Всего насчитывается около 20 бугров. Промежутки между ними узкие и мелкие. Нижний край прямой. Базальная полость занимает всю нижнюю поверхность листа. Она резко расширяется в задней половине, где имеет наибольшую глубину и ширину, затем плавно сужается к заднему концу. До переднего конца

листа прослеживается базальный желобок. Боковые лопасти округлые, крупные и асимметричные.

Распространение. Нижний девон, эмский ярус, зона *kitabicus*, николаевский горизонт; Северо-Восток России, Селеннянский кряж.

М а т е р и а л. 3 Ра элемента найдены в двух местонахождениях на правобережье р.Талынджа: руч.Гон, разрез Гон-1, обр. СЛ-97 — 2 экз., обр. СЛ-99 — 1 экз.

Gigantholus kolymaensis Baranov et Alkhovik, sp. nov.

Фототаблица, фиг. 21—23

Eognathodus sulcatus: Баранов, 1995, с. 27, табл. 3, фиг. 1. Название вида — от р.Колыма.

Г о л о т и п — ИГАБМ СО РАН, 182/500, Ра элемент; Северо-Восток России, Юкагирское плоскогорье, р.Колыма, разрез Известковый Карьер-II; нижний девон, эмский ярус, николаевский горизонт, зона *nothoperbonus*.

О п и с а н и е. Листовидный конодонт с инвертированной базальной полостью на заднем конце. Задняя часть листа изогнута вбок и вниз. Наибольшая глубина базальной полости расположена в задней трети. К переднему и заднему краям отходят бороздки. В задней части расположены два ряда низких бугорков, разделенных слабо выраженной продольной бороздкой.

С р а в н е н и е. Отличается от типового вида, описанного выше, изогнутой вбок и вниз задней частью листа, инвертированной базальной полостью и, соответственно, меньшими размерами боковых лопастей, низкими ребрами на поверхности листа, разделенными в задней его части мелкой продольной бороздкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, эмский ярус, зоны *excavatus* — (?) *serotinus*, николаевский и (?) геремганджинский горизонты; Северо-Восток России, Селеннянский кряж и Юкагирское плоскогорье.

М а т е р и а л. 12 элементов найдены в трех местонахождениях: Юкагирское плоскогорье, правобережье р.Колыма, разрез Известковый Карьер-II, обр. К-8 — 6 экз., Селеннянский кряж, правобережье р.Талынджа, руч.Кривой, разрез Неличен—Ледниковый—Кривой, обр. СЛ-156 — 5 экз., обр. С-173 — cf. 1 экз.

Работа выполнена в рамках международного проекта IGCP 499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В.В. Конодонты и зональная стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1991. С. 24—36.
2. Баранов В.В. Девонские конодонты Северо-Востока Азии // Региональная геология Якутии. — Якутск, 1995. С. 26—43.
3. Klapper G., Murphy M.A. Conodont zonal species from the delta and pesavis Zones (Lower Devonian) in central Nevada // N. Jb. Geol. Paleontol. 1980. Vol. 8. P. 490—504.
4. Lane H.R., Ormiston A.R. Siluro devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska // Geologica et Palaeontologica. 1979. Vol. 13. P. 39—96.
5. Mawson R. Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellasma, New South Wales // Geologica et Palaeontologica. 1986. Vol. 20. P. 39—71.
6. Murphy M.A., Matti J.C. Lower Devonian conodonts (hesperius-kindlei Zones), central Nevada // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1982. Vol. 123. P. 1—82.

Основные тренды эволюции лопастной линии сибирских представителей подсемейства *Harpoceratinae* Neumayr, 1875

В.Г.КНЯЗЕВ, О.А.МЕЛЬНИК

Необходимость усовершенствования системы и филогении подсемейства *Harpoceratinae*, особенно его сибирских представителей, обусловлена неоднозначным пониманием разными исследователями объема и генетических связей входящих в его состав таксонов. Причина существующих разногласий заключается в применении принципиально различных методов изучения. Так, классификация подсемейства *Harpoceratinae* построена на основе морфологического и хронологического принципов без учета данных по онтогенезу лопастной линии [8, 9, 10, 12]. В результате к подсемейству было отнесено значительное число родов, морфологически отличных от типичных харпоцератин.

Ревизия системы подсемейства *Harpoceratinae*, проведенная с привлечением данных по онтогенезу лопастной линии, впервые была предпринята О.Шиндевольфом [13], а позднее А.А.Дагис [1, 2], В.Г.Князевым и его коллегами [4, 5, 7]. В результате было установлено, что представители подсемейства *Harpoceratinae* составляют наиболее полную и непрерывную филогенетическую последовательность видов родов *Tiltoniceras* Buckman, *Eleganticeras* Buckman, *Harpoceras* Waagen, *Kolymoceras* Dagis и *Pseudolioceras* Buckman (с подродом *Tugurites* Kalatchova), которая и явилась основой построения главной зональной шкалы тоара—нижнего байоса Северо-Востока Азии. Генетическая близость первых двух родов не вызывает сомнений, тогда как генетические взаимоотношения остальных ни между собой, ни с первыми двумя ранее не рассматривались. Это обусловлено тем, что до настоящего времени не было проведено детального онтогенетического изучения внешних и внутренних признаков раковин родов *Harpoceras*, *Kolymoceras* и подрода *Pseudolioceras* (*Tugurites*).

Основная задача настоящего исследования — онтогенетическое изучение лопастной линии сибирских представителей подсемейства *Harpoceratinae* с целью установления характера и способов формирования ее основных элементов. Материалом послужили представительные коллекции аммонитов, собранные авторами практически из всех основных разрезов тоар—раннебайосского возраста северо-востока России. Онтогенетическое изучение лопастной линии проводилось по традиционной методике, неоднократно описанной во многих публикациях [1, 2, 3].

В результате реконструированы онтогенезы лопастной линии всех изученных родов подсемейства и установлено, что основной способ усложнения лопастной линии — возникновение новых умбональных лопасти на умбональном шве с последующим их смещением (начиная с лопасти U^3) на внешнюю или внутреннюю сторону оборота. Для всех таксонов характерно формирование на пятом обороте прямоугольного срединного седла, разделяющего ventralную лопасть и появление на третьем обороте двувершинной дорсальной лопасти (см. рисунок).

На фоне однотипного развития лопастной линии у отдельных родов отмечаются отклонения в порядке расположения некоторых умбональных лопасти, что впервые отметил А.А.Дагис [2]. Так, у родов *Tiltoniceras* и

Eleganticeras лопасть U^3 находится рядом с внутренней боковой лопастью I, а рядом с ней — U^6 . Онтогенез лопастной линии этих родов завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 (см. рисунок, I, II).

Впервые реконструированный полный онтогенез лопастной линии рода *Harpoceras* (см. рисунок, III, IV) завершается формированием лопасти U^5 , располагающейся на умбональном шве. Характерная особенность лопастной линии этого рода — появление в конце второго оборота или начале третьего двураздельной лопасти U^2 . К числу младших синонимов рода *Harpoceras* отнесен род *Kolymoceras* A. Dagis, типовой вид которого переопределен нами в *H. subplanatum* (Oppel). Сравнение онтогенезов лопастной линии *H. exaratum* (см. рисунок, III) и *H. subplanatum* (см. рисунок, IV) свидетельствует об их идентичности, что еще подтверждает правильность отнесения рода *Kolymoceras* A. Dagis к младшим синонимам рода *Harpoceras*.

Несколько иной тип развития лопастной линии отмечается у рода *Pseudolioceras* (см. рисунок, V, VI, VII, VIII), для которого характерно смещение лопасти U^5 с умбонального шва на внутреннюю сторону оборота, где она расположена рядом с лопастью U^3 . Все остальные лопасти находятся на внешней стороне оборота. Онтогенез лопастной линии рода также завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 . Следует отметить, что сравнение онтогенезов лопастной линии *Pseudolioceras* s. str. (см. рисунок, V, VI) и впервые реконструированного *Pseudolioceras* (*Tugurites*) Kalatchova (см. рисунок VII, VIII) свидетельствует об их идентичности, что еще раз подтверждает точку зрения большинства исследователей о неправомерности рассмотрения последнего в качестве самостоятельного рода.

Таким образом, подсемейство *Harpoceratinae* характеризуется наличием трех трендов в эволюции лопастной линии: 1) объединяет роды *Tiltoniceras* и *Eleganticeras*, для которых характерно смещение лопасти U^3 на внутреннюю сторону оборота, а лопасти U^5 на внешнюю; онтогенез лопастной линии этих родов завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 ; 2) представлен родом *Pseudolioceras*, который характеризуется смещением лопасти U^3 и U^5 с умбонального края на внутреннюю сторону, а остальных — на внешнюю. Онтогенез лопастной линии этого рода также завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 ; 3) род *Harpoceras* характеризуется особым типом онтогенеза лопастной линии. На фоне сходного с другими родами харпоцератин развития лопастной линии у этого рода появляется двураздельная лопасть U^2 . Кроме того, на завершающей стадии развития формируется лишь лопасть U^5 , располагающаяся на умбональном шве.

Установление конкретных предков сибирских тоарских харпоцератин в настоящее время не представляется возможным. Анализ вертикального и географического распространения родов и видов харпоцератин в тоар-раннебайосское время свидетельствует о том, что их ареалы



103

Стадии к фрагментам рисунка, мм

I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII	
		А-Д	0,7	А-Д	0,6	А-Д	0,7	А-Д	0,9	А-Д	0,5	А-Т	0,5	А-Д	1,6
А-Д	0,25	А-Д	0,7	А-Д	0,6	А-Д	0,7	А-Д	0,9	А-Д	0,5	А-Т	0,5	А-Д	1,6
Б-Д	0,6	Б	0,3	Б	0,25	Б	0,3	Б	0,25	Б	0,5	Б-Т	0,7	Б	0,8
В-Д	0,8	В	0,2	В	0,2	В	0,2	В	0,2	Т	0,7	В-Т	1,6	В	0,6
В	0,3	Т	0,6	Т	0,6	Т	0,6	Т	0,65	Б-Т	0,8	Г-Т	1,8	Т	0,9
В	0,2	Б-Д	0,8	Б-Д	1,0	Б-Д	0,8	Б-Д	1,2	Б-Д	1,0	Д-Т	2,5	У	?
Т	0,6	Б	0,32	Б	0,3	Б	0,35	Б	0,3	Б	0,6	Е-Т	3,3	Б-Т	0,9
Г-Д	0,9	В	0,22	В	0,2	В	0,2	В	0,2	В	0,4	Ж-Т	4,2	Д	5,2
Д-Д	1,1	Т	0,62	Т	0,6	Т	0,7	Т	0,7	Т	0,9	З-Б	15,0	Б	2,2
У	0,3	Б-Д	1,6	У	0,2	Б-Д	1,5	Б-Д	1,8	У	0,2			В	1,8
Б	0,5	Б	0,7	Б-Д	1,8	Б	0,7	Б	0,6	Г-Д	2,0			Т	2,2
В	0,4	В	0,5	Б	0,7	В	0,5	В	0,5	Б	0,8			У	1,4
Т	0,7	Т	1,1	В	0,5	Т	1,1	Т	1,1	В	0,5			Б-Д	7,0
Е-Д	2,7	Г-Д	2,0	Т	1,1	Г-Д	4,4	Г-Д	4,0	Т	1,0			Б	3,3
У	0,8	Б	0,8	Г-Д	4,0	Б	2,0	Б	1,3	У	0,6			В	2,2
Б	1,2	В	0,6	Б	1,4	В	1,7	В	1,1	Д-Д	4,0			Т	2,7
В	1,1	Т	1,0	В	1,1	Т	1,4	Т	1,4	Б	1,2			У	2,1
Т	1,5	Д-Д	3,7	Т	1,3	Д-Д	16,0	Д-Д	7,8	В	1,0			-Д	8,8
Ж-Д	7,3	Б	1,5	Д-Д	12,0	Б	8,8	Б	4,2	Т	1,5			Б	4,0
У	2,0	В	1,5	Б	6,0	Т	4,8	В	3,0	У	1,0			В	3,0
Б	3,2	Т	3,5	В	4,0	У	3,0	Т	3,0	Е-Д	9,0			Т	3,1
В	2,5	У	1,1	Т	3,5	Е-Д	45,0	У	2,5	Б	4,5			У	2,6
Т	2,5	Е-Д	8,0	У	3,0	Б	22,0	Е-Д	8,8	В	3,5			Г-Д	10,4
З-Д	17,0	Б	3,7	Е-Д	36,0	Т	11,0	Б	4,5	Т	3,5			Б	4,7
У	4,4	В	3,0	Б	16,0	У	8,0	В	3,2	У	2,5			В	3,5
Б	8,6	Т	3,5	В	11,0	Ж-Д	95,0	Т	3,2	Ж-Т	4,0			Т	3,5

Стадии к фрагментам рисунка, мм

I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII	
В	6,5	У	2,5	Т	10,0	В	58,0	У	2,6	З-Д	25,8			У	3,0
Т	5,5	Ж-Д	11,0	У	8,0	В	40,0	Ж-Д	21,0	В	13,0			-Д	12,8
И-Д	25,0	В	5,0	Ж-Д	7,6	Т	26,0	В	10,5	В	9,5			В	5,8
У	7,5	В	3,0	В	35,0	У	16,0	В	8,1	Т	6,0			В	4,8
В	11,0	Т	3,5	В	25,0			Т	5,5	У	5,0			У	3,6
В	9,0	З-Д	19,0	Т	20,0			У	3,9					Д-Д	15,2
Т	7,5	В	9,0	У	17,0			З-Д	38,0					В	7,4
К-Д	37,2	В	7,0					У	8,0					В	5,8
У	11,0	Т	6,0					В	19,0					Т	4,9
В	16,1	У	6,0					В	14,0					У	3,8
В	15,0	И-Д	44,5					Т	9,0						при D=18,0 мм прирубональ- ный валик ис- чезает
Т	11,0	В	21,5											Е-Д	22,4
		В	16,5											В	10,5
		Т	12,5											В	8,0
		У	12,3											Т	6,6
														У	5,6
														Ж-Д	27,3
														В	11,8
														В	9,7
														Т	7,5
														У	6,7

ограничены в основном бореальными акваториями [6]. Это позволяет предположить, что филогенетическая линия харпоцератин возникла здесь в начале тоара и просуществовала до конца раннего байоса. Однако не исключено, что отдельные представители такой филогенетической ветви (род *Harpoceras*) — иммигранты из других более южных акваторий. Весьма заманчивым представляется отнесение рода *Harpoceras* в единый филум с родами *Protogrammoceras*, *Leptaleoceras* и *Fuciniceras*, представители которых также характеризуются двураздельной лопастью U². В подобном случае совершенно по-иному следует интерпретировать историю возникновения и развития бореальных харпоцератин. Можно предположить, что в фазу *Harpoceras falciferum* на смену бореальных родов *Tiltoniceras* и *Eleganticeras* приходит космополитный род *Harpoceras*, что хорошо увязывается с общепризнанной гипотезой о максимальной нивелировке абиотических условий в этот интервал времени на обширных акваториях Мирового океана [6, 11].

Интересно сравнить полученные результаты с классификацией подсемейства *Harpoceratinae*, предложенной М.Ховартом [12] при изучении британских харпоцератин. Он установил в объеме подсемейства две параллельно развивающиеся филогенетические линии, выходящие из рода *Protogrammoceras*.

Первый тренд начинается с *Lioceratoides serotinus*, представленного одним обломком внешнего оборота, происходящего из основания зоны *spinatum* верхнего плинсбаха. Представители этого рода являются типично тетическими формами, и приведенный М.Ховартом образец — первая находка в Англии. Учитывая сохранность образца, единственной предпосылкой для отнесения рода *Lioceratoides* в единый тренд с родами *Tiltoniceras*, *Eleganticeras*, *Cleviceras* и *Polyplectus* является утверждение о гомеоморфности родов *Lioceratoides* и *Cleviceras*. Естественно, возникает вопрос: каковы генетические взаимоотношения рода *Lioceratoides* с непосредственно сменяющими его генетически близкими родами *Tiltoniceras* и *Eleganticeras*? Ответ на этот вопрос в работе М.Ховарта отсутствует.

Дальнейшее развитие этого тренда харпоцератин наиболее полно прослеживается в Северо-Западной Европе, где обнаружена непрерывная последовательность родов *Tiltoniceras*, *Eleganticeras*, *Cleviceras*, *Polyplectus*, а также на Северо-Востоке России, где отсутствуют представители рода *Polyplectus*.

Рассмотрим более подробно морфологическое обоснование впервые установленного М.Ховартом рода *Cleviceras*. Состав рода представлен двумя видами: *C. exaratum* и *C. elegans* (ранее входившими в состав рода *Harpoceras*), являющимися прямыми потомками рода *Eleganticeras*. В качестве основного отличительного признака рода *Cleviceras* рассматривался «falcoid» тип ребристости, тогда как для *Harpoceras* характерен серповидный тип ребристости. По всем другим параметрам раковины вновь выделенного рода практически неотличимы от представителей рода *Harpoceras*. Что же касается утверждения М.Ховарта о генетическом родстве *Cleviceras* с родом *Eleganticeras*, то здесь следовало бы сравнить онтогенезы лопастной линии рассматриваемых родов, что им не было сделано, как впрочем, и для всех других изученных таксонов.

Второй тренд харпоцератин, по М.Ховарту, объединяет последовательность родов *Harpoceras*, *Ovaticeras*, *Pseudolioceras* и *Osperlioceras*. Предковой формой данной филогенетической линии также является род *Protogrammoceras*. В этом тренде были объединены родовые таксоны, характеризующиеся, по нашему мнению, различными типами онтогенезов лопастной линии. Так, род *Harpoceras* характеризуется двураздельной лопастью U². Род *Osperlioceras* давно рассматривается как один из синонимов рода *Kolymoceras* A. Dagis, который также отнесен к младшим синонимам рода *Harpoceras*.

К сожалению, в сибирских разрезах полностью отсутствуют представители рода *Ovaticeras*, и поэтому каких-либо комментариев по поводу генетических связей такого рода мы сделать пока не можем. Что касается рода *Pseudolioceras*, то, как мы ранее уже отмечали, он по характеру онтогенеза лопастной линии наиболее близок родам *Tiltoniceras*, *Eleganticeras* и отличается лишь положением лопасти U⁵.

Следовательно, впервые проведен полный анализ онтогенеза лопастной линии практически всех сибирских родов подсемейства *Harpoceratinae*. Установлено три основных типа лопастной линии, различающиеся формой, количеством и расположением относительно умбонального шва отдельных лопастей. Полученные результаты позволили принципиально изменить бытующие ранее представления о системе и филогении рассматриваемого подсемейства, основанные на изучении лишь внешних стадий раковин аммонитов [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-04-49792.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Dactylioceratidae) Севера Сибири. — М.: Наука, 1968.
2. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. — Новосибирск: Наука, 1974.
3. Князев В.Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. — М.: Наука, 1975.
4. Князев В.Г. Тоарские *Harpoceratinae* севера азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. — Новосибирск: Наука, 1991. С. 37—46.
5. Князев В.Г., Кутыгин П.В. Зональное расчленение тоарского яруса северо-востока азиатской части России // Проблемы стратиграфии и палеогеографии бореального мезозоя. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 15—17.
6. Князев В.Г., Прокопьев А.В. Биогеографическое районирование тоарских Бореальных бассейнов // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 29—33.
7. Мельник О.А., Князев В.Г. Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Harpoceratinae* Северо-Востока России // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 84—87.
8. Основы палеонтологии. Моллюски головоногие. — М.: Гостоптехиздат, 1958. Ч. 2. 1962. Ч. 1.
9. Arkell W., Kummel B., Wright C. Mesozoic Ammonoidea in «Treatise on Invertebrate Paleontology». pt. L. Mollusca. 1957.
10. Donovan D., Callomon J., Howarth M. Classification of the Jurassic Ammonitinae // System. Ass. Spec. 1981. Vol. 18. The Ammonoidea. P. 101—155.
11. Hallam A. Observations on marine Lower Jurassic stratigraphy of North America, with special reference to United States // Amer. Assoc. Petr. Geol. 1965. Bull. 48. P. 1485—1504.
12. Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain // Paleontogr. Soc. London, 1992.
13. Schindewolf O. Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. — Akad. Wiss. Liter. Abh. Math. — naturwiss., 1963. № 6.

К 100-летию Бориса Леонидовича Флерова

Борису Леонидовичу Флерову (1906—1986 гг.) — известному геологу, доктору геолого-минералогических наук, кавалеру орденов «Трудового Красного Знамени» и «Знак Почета», заслуженному деятелю науки Якутской АССР, лауреату Государственной премии СССР I степени 5 января 1906 г. исполнилось бы 100 лет.

Б.Л.Флеров принадлежит к поколению геологов-первопроходцев, превративших своим трудом и энтузиазмом Северо-Восток России в провинцию, богатейшую минерально-сырьевыми ресурсами.

Окончив в 1927 г. Горный институт им. Артема в г. Днепрпетровск, Борис Леонидович работал прорабом и начальником геологических партий в Узбекистане и Забайкалье. С мая 1931 г., когда произошла высадка второй экспедиции Ю.А.Билибина в бухте Нагаево, вся жизнь Б.Л.Флерова была связана с Северо-Востоком России. До сентября 1941 г. он работал начальником геологоразведочных партий и главным геологом горно-промышленных управлений в поселках Среднекан, Оротукан, Усть-Утинка и Иганджа.

Б.Л.Флеровым изучены многочисленные россыпные и коренные месторождения золота и олова Арманского, Среднеканского, Хето-Буяндинского, Тенкинского и других рудных районов Магаданской области; разработаны шлиховые методы поисков коренных месторождений олова и золота, опубликованные в журналах «Редкие металлы» (1935), «Разведка недр» (1935), «Советская геология» (1938) и «Колыма» (1940). В 1935 г. Б.Л.Флеров вместе с П.Н.Кропоткиным написал первую обобщающую работу по месторождениям олова и редких металлов Охотско-Колымского края.

С сентября 1941 г. по май 1952 г. Б.Л.Флеров работал в Янском районном геологоразведочном управлении, проводя геологическую съемку, поиски и разведку россыпей и коренных месторождений олова, золота, вольфрама, полиметаллов и других полезных ископаемых на территории Яна-Адычанского, Куларского, Полоусненского, Западно-Верхоянского и Тас-Хаяхтахского рудных районов северо-восточной Якутии. Бесценный вклад в укрепление минерально-сырьевой базы золота и олова в годы Великой Отечественной войны и в послевоенный период были отмечены в 1946 г. присвоением ему Сталинской премии I степени. Результаты работ были обобщены в многочисленных научно-производственных отчетах, статьях и кандидатской диссертации «Оловянные месторождения Дербек-Нельгехинской зоны разлома Яна-Адычанского района», которую Борис Леонидович защитил в 1952 г.

С мая 1952 г. по июль 1958 г. Б.Л.Флеров работал сначала начальником Валькумейской экспедиции научного отдела Геологоразведочного управления Дальстроя МВД СССР, затем заведующим лабораторией Магаданского научно-исследовательского института.

В июле 1958 г. Б.Л.Флеров переезжает в г. Якутск по приглашению председателя президиума Якутского филиала СО АН СССР, директора Института геологии И.С.Рожкова, и с этого момента полностью посвящает себя науке, изучению закономерностей размещения полезных ископаемых. Вскоре его назначают начальником Северо-Восточной комплексной экспедиции Якутского филиала СО АН



СССР, основной задачей которой была разработка вопросов рационального развития производительных сил Северо-Востока Якутской АССР на основе комплексного освоения природных ресурсов региона. В 1962—1986 гг. Б.Л.Флеров возглавляет лабораторию геологии рудных месторождений Института геологии. В сферу исследований вовлекаются новые рудные районы, расположенные на востоке и юге Сибирской платформы и в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента, новые виды полезных ископаемых и типы месторождений: стратиформные месторождения свинца, цинка, меди Кыллахского, Угуйского и других рудных районов, серебро-свинцовые, золото-сурьмяные, золото-редкометалльные, олово-редкометалльные и другие месторождения Верхояно-Колымских мезозой.

Б.Л.Флеров свое главное внимание обращает на исследование оловорудных месторождений. В его 130 публикациях, в том числе 5 монографиях, на примере месторождений Якутии получили дальнейшее развитие выдающиеся теоретические представления о рудных и магматических формациях, формах связи оруденения с магматизмом, зональности, физико-химических параметрах рудообразования и причинах комплексности месторождений. В своих монографиях «Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии» (1971), «Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области» (1976), «Оловяно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной

Якутии» (1979) и ряде статей Борис Леонидович детально обсудил проблемы генезиса и закономерности размещения полезных ископаемых, прежде всего, олова, вольфрама и полиметаллов, которые способствовали становлению генетической металлогении на Северо-Востоке России. В 1974 г. Б.Л.Флеров защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук на тему «Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой системы и особенности их генезиса». Под научным руководством Б.Л.Флерова сформировались такие известные ученые как Л.Н.Индолев, Я.В.Яковлев,

В.А.Трунилина и др. Научное наследие Б.Л.Флерова используется и в настоящее время при металлогенических построениях и прогнозной оценке территории Северо-Востока России.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН проводит в марте 2006 г. конференцию «Рудогенез и металлогения Востока Азии», посвященную 100-летию со дня рождения Б.Л.Флерова.

75-летие Владимира Михайловича Волкова

Владимиру Михайловичу Волкову — заслуженному геологу РСФСР и почетному разведчику недр 4 октября исполнилось 75 лет.

Родился Владимир Михайлович в г. Лениногорск Восточно-Казахстанской области. В 1949 г. окончил среднюю школу в селе Предгорное Восточно-Казахстанской области, в 1954 г. — геологоразведочный факультет Казахского горно-металлургического института в г. Алма-Ата по квалификации горный инженер-геолог, специальность геология и разведка месторождений полезных ископаемых.

В.М. Волков был направлен на работу в Березовскую геологоразведочную партию Восточно-Казахстанского геологоразведочного управления.

В 1955—1965 гг. под его руководством и при непосредственном участии были открыты и разведаны несколько полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Второе Березовское, Орловское, Снегирихинское, Иртышское.

В 1966 г. Владимир Михайлович был переведен в Министерство геологии Казахской ССР, где до 1970 г. работал сначала старшим, а затем ведущим геологом отдела твердых полезных ископаемых.

В 1969 г. за открытие и разведку Орловского месторождения получил почетный знак «Первооткрыватель месторождений». В настоящее время на этом месторождении работает крупный горнодобывающий комбинат, а на месте поселка геологов вырос город с населением более 10 000 человек.

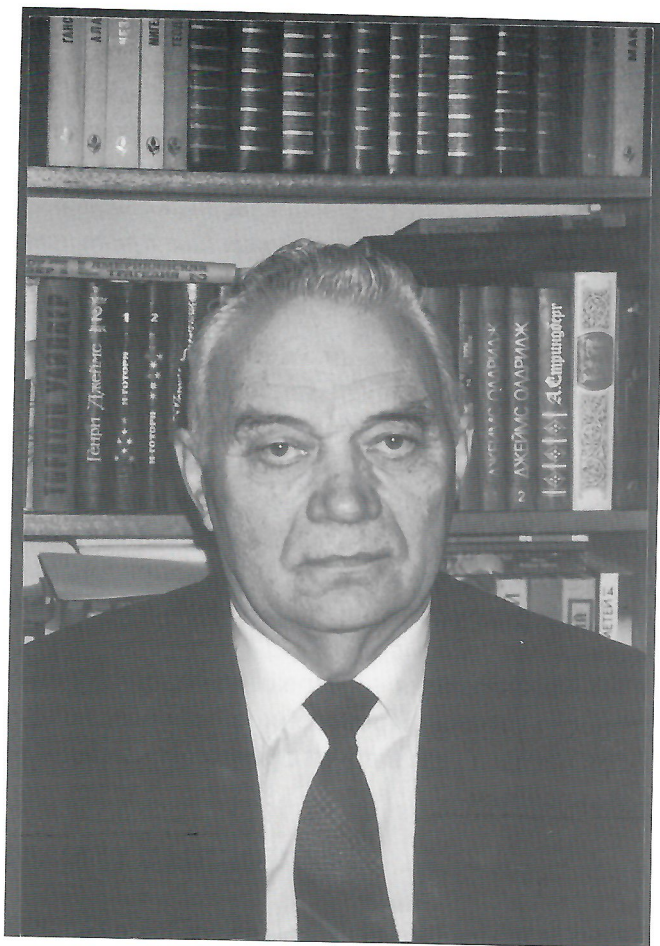
В.М. Волков с 1970 по 1979 гг. будучи заместителем министра геологии Казахской ССР. Он руководит и непосредственно участвует в открытии и разведке одного из крупнейших полиметаллических месторождений — Жайремское.

В 1979 по 1991 гг. Владимир Михайлович переходит на работу в Министерство геологии СССР в качестве заместителя министра и работает до 1991 г.

В 1989—1991 гг. был главным редактором журнала «Советская геология» (сейчас «Отечественная геология»).

В 1987—1990 гг. В.М. Волков председатель общества Советско-Исландской дружбы.

До ухода на заслуженный отдых в 2004 г. работал ведущим научным сотрудником Всероссийского института минерального сырья.



В.М. Волков имеет ряд орденов и медалей СССР, Российской Федерации и иностранных государств.

Коллеги и друзья поздравляют Владимира Михайловича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья.

*Коллегия Министерства природных ресурсов
Российской Федерации
Редколлегия журнала*

ИНФОРМАЦИЯ

Уважаемые коллеги!

Российское геологическое общество (РосГео) при поддержке Федерального агентства по недропользованию, совместно с Всероссийским научно-исследовательским геологическим нефтяным институтом, Российской академией естественных наук, Евро-азиатским геофизическим обществом, Межрегиональным центром по геологической картографии, Общероссийской общественной организацией «Ветеран-геологоразведчик» проводит **в ноябре 2005 г.** в Москве научную конференцию **«Геологические и технологические предпосылки расширения ресурсов углеводородного сырья в Европейской части России».**

Планируется участие более 150 ведущих ученых и специалистов, представителей организаций и учреждений, занимающихся исследованием и освоением нефтегазового комплекса страны.

Предполагается работа пленарной секции, на которой будут представлены порядка 30 тематических докладов, отражающих наиболее актуальные проблемы состояния и дальнейшего наращивания запасов нефти и газа в Европейской части России.

Задача конференции — всесторонняя оценка современного уровня исследований и результатов работ научных и производственных организаций за последние годы на этой территории. Она призвана очертить круг проблемных вопросов, наметить основные пути их решения, а также подготовить ряд рекомендаций по дальнейшему освоению нефтегазоносных районов Европейской части России.

Эта конференция — первая из серии научных мероприятий посвященных проблемам нефтегазоносности страны. Проведение подобных конференций по проблемам состояния и наращивания запасов нефти и газа в других регионах (Западная и Восточная Сибирь, Приморье и др.) планируется и в дальнейшем.

ОСНОВНЫЕ ТЕМАТИЧЕСКИЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Роль и место Европейской части России в нефтегазовом комплексе страны.

Состояние воспроизводства запасов нефти и газа в Европейской части России

Новые данные по геологическому строению и нефтегазовому потенциалу Европейской части России, в т.ч. по провинциям:

Волго-Уральская;

Тимано-Печорская;

Баренцевоморская;

Прикаспийская;

Северо-Кавказская;

Черноморско-Каспийская

Нефтегазовое районирование Европейской части России на основе интегрального геодинамического и геолого-исторического анализа.

Пути активного вовлечения в эксплуатацию малых и средних месторождений нефти и газа в Европейской части России; возможности повышения рентабельности разведанных месторождений.

Современные прогрессивные технологии поисков углеводородного сырья.

ПОРЯДОК РЕГИСТРАЦИИ

Желающие принять участие в научной конференции **«Геологические и технологические предпосылки расширения ресурсов углеводородного сырья в Европейской части России»** направляют заполненную регистрационную форму в виде attach-file (в формате MS Word) в адрес Оргкомитета (e-mail: rosgeo@geosys.ru, ntrusova@rambler.ru) с пометкой — Регистрационная форма: Ф.И.О. участника или по факсу (095) 954-96-22

Последний срок подачи регистрационных форм и тезисов докладов: 1 октября 2005 г.

Регистрационная форма участника:

Ф.И.О.:					
Дата рождения:					
Научное звание:		Должность:			
Название организации (полное и сокращенное):					
Адрес организации:	Почтовый индекс:		Город:		
	Улица:				Дом:
Телефон/Факс:	()		()		
E-mail:					
Почтовый адрес места жительства:					
Тел:		()			
E-mail:					
Название доклада:					
Авторы:					

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Объем: одна страница формата А-4 для каждого языка;

Шрифт: Times New Roman, 12;

поля: левое 30 мм, остальные 25 мм;

междустрочные интервалы 1;

текст отформатирован по левому полю.

В тезисах указывается автор(ы), организация(ии), в которой(ых) была выполнена работа и адрес электронной почты для контактов.

По окончании Конференции планируется издание сборника Трудов.

Демонстрационный материал для докладов готовится на прозрачных пленках формата А-4 для показа на оверхэде или в редакторе PowerPoint для демонстрации на мультимедийном проекторе.

Состав докладчиков конференции будет сформирован Программным комитетом **до 15 октября 2005 г.**

Желающие принять участие в конференции должны заплатить Организационный взнос в размере: 2000 руб. до 10 ноября; 3000 руб. после 10 ноября 2005 г.

Участники могут перевести организационный взнос по платежному поручению на адрес Оргкомитета или внести его лично при регистрации.

Банковские реквизиты Российского геологического общества (РосГео):

ИНН 7725043597, БИК 044525225,

р/с 40703810638310100563

в Люблинском ОСБ 7977 Сбербанк России г.Москва,

к/с 30101810400000000225

Указать в графе назначение платежа: Оргвзнос участника конференции «Геологические и технологические предпосылки расширения ресурсов углеводородного сырья в Европейской части России» Ф.И.О., НДС не облагается

ОСНОВНЫЕ ДАТЫ

Последний срок подачи регистрационных форм и тезисов докладов	<i>1 октября 2005 г.</i>
Состав докладчиков Конференции будет сформирован Программным комитетом	<i>15 октября 2005 г.</i>
Приглашения на имя участников высланы до	<i>1 ноября 2005 г.</i>

Дополнительную информацию вы можете получить в Оргкомитете Конференции:

115191 Россия, Москва, 2-я Рощинская ул., 10

Тел.: (095) 952-57-72, 633-70-97,

Факс: (095) 954-96-22

Российское геологическое общество (РосГео)

rosgeo@geosys.ru

ntrusova@rambler.ru

Заместитель председателя Оргкомитета — Фаррахов Евгений Гатович

Секретарь Оргкомитета — Усова Наталья Владимировна

ORE AND NON ORE DEPOSITS

- Okrugin A.V.*
Importance of chrome spinellid typomorphism for prognosis of alluvial platinum's primary sources in the eastern part of the Siberian platform. 3
- Zaitsev A.I., Yakovlev Ya.V.*
Pb and Sr isotope composition in tin ore occurrences of Eastern Yakutia 11
- Kondratigya L.A., Anisimova G.S., Kholmogorov A.I.*
Structure and mineralogy of Zaderzhninskoye gold field 23
- Kostin A.V.*
Precious metal formations of the Western Verkhoyansk area . 29
- Tulayeva E.G., Nikiforova Z.S.*
Placer gold potential of Vitim-Pilkinsky watershed (Middle Lena) 34
- Gerasimov B.B., Nikiforova Z.S.*
Placer gold potential of Mayat river, Anabar river basin. 38

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

- Oleinikov O.B., Barashkov Yu.P.*
Features of chemical composition and genesis of silicate films on diamond crystals from Ebelyakh placer deposit 42
- Molotov A.E., Kotegov V.A., Pavlushin A.D.*
A new method to observe photoluminescence of a natural diamond with dim, visually imperceptible luminescence 48
- Shkodzinsky V.S., Zaitsev A.I.*
Diamond origin in kimberlites. 50
- Bakharev A.G., Shkodzinsky V.S., Zhdanov Yu. Ya.*
Graphite-rich acid magmatic rocks of Tas-Kystabytsky magmatic belt, Verkhoyansk-Kolyma folded area 54
- Trunilina V.A., Orlov Yu. S., Royev S.P.*
Magmatism of Dokuchanskaya ring structure 58
- Kopylova A.G., Zemnukhov A.L., Tomshin M.D.*
Petrochemical features of alkaline basites at Nakynskoye kimberlite field 65

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Prokopiev A.V., Oksman V.S.*
Tectonic structures of Nagonjinsky terrane and Polousny synclinorium conjunction zone 74
- Byakov A.S., Prokopiev A.V., Kutygin R.V., Vedernikov I.L., Budnikov I.V.*
Geodynamic formation environments of Permian sedimentary basins in Verkhoyansk-Kolyma folded area 81
- Tretyakov F.F.*
Thrust dislocations of Southern Verkhoyansk synclinorium .. 85
- Imayeva L.P., Imaev V.S., Kozmin B.M., Sleptsov S.V.*
Geodynamic indicators of the Earth's crust activity in the eastern Siberian platform. 88

PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

- Grinenko O.V., Kamaletdinov V.A., Sergeyenko A.I., Ivanenko G.V., Fradkina A.F., Patyk-Kara N.G.*
Regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits in the eastern Siberian platform. 92
- Baranov V.V., Alkhovik T.S.*
Conodonts of Amydrotaxis Klapper et Murphy and Gigantholus Baranov genera in the Lower Devonian, north-eastern Russia 97
- Knyazev V.G., Melnik O.A.*
Major trends in evolution of lobe line of Siberian representatives of Harpoceratinae Neumayr, 1875 subfamily 102
- 100 year anniversary of Boris Leonidovich Flyorov 107
- 75 year anniversary of Vladimir Mikhailovich Volkov 109
- Information 110