

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2014

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *А.И.Иванов* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, *А.А.Кременецкий*, *Г.А.Машковцев*,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, *В.И.Старостин*

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

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Костин А.В., Зайцев А.И.

Чуруктинское молибденовое проявление: условия формирования, масштабы, перспективы 3

Блинов А.А.

О генетических типах россыпей мелких и тонких частиц золота в речных отложениях 9

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Кутыгин Р.В., Бяков А.С.

О пермских аммоноидеях Охотского региона 14

Гриненко В.С.

Проблема границы триаса—юры в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы 19

Васильев Д.А., Ивсен Г.В., Еришова В.Б.

Литохимия среднеюрско-нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоянского прогиба 24

Козьмин Б.М., Имаева Л.П., Имаев В.С.

Особенности сейсмоструктурных процессов в зоне Илинь-Тасского (Абыйского) землетрясения 14 февраля 2013 г. (Северо-Восточная Якутия) 33

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В.

Геодинамические критерии формирования тектонических структур района Неждановского золоторудного месторождения (Восточная Якутия) 39

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е.

Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита 43

Берёзкин В.И., Кравченко А.А.

Минералогия раннедокембрийского керакского комплекса Алдано-Станового щита 53

Зайцев А.И., Олейников О.Б., Опарин Н.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А.

Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитов аномалии Thm-04-11 (Хомпу-Майское поле, Центральная Якутия) 64

Шкодзинский В.С.

Величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов как показатель последовательности их кристаллизации в мантии 69

Молотков А.Е., Павлушин А.Д., [Смелов А.П.], Граханов С.А., Олейников О.Б., Ковальчук О.Е.

Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы 74

Трунилина В.А., Роев С.П.

К петрологии магматических образований Дербекс-Нельгесинской рудно-магматической зоны 80

Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Заякина Н.В.

Ультракалийные породы Широкинского рудно-россыпного узла Аллах-Юньского металлогенического пояса 89

75-летие Юрия Николаевича Малышева 94

Редакция: Т.М.Панеско, К.С.Щербакова
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 15.10.2014. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Чуруктинское молибденовое проявление: условия формирования, масштабы, перспективы

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

Молибденовая минерализация Восточной Якутии ранее не рассматривалась как объект интереса минерально-сырьевой базы молибдена России. Обнаруженная молибденовая минерализация в сиенитах Чуруктинского массива соответствует крупному месторождению. Минерализация представлена как собственно молибденовой, так и медно-молибденовой с постоянным присутствием в рудах небольшого количества олова. Формирование молибденовой минерализации происходило при относительно медленном охлаждении плутона в заключительную стадию его становления на близповерхностном уровне при глубине менее 1,5 км.

Ключевые слова: молибден, Чуруктинский плутон, Восточная Якутия.

Костин Алексей Валентинович, kostin@diamond.ysn.ru
Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Molybdenum mineralization of Churukta pluton: formation conditions, scale, perspectives

A.V.KOSTIN, A.I.ZAITSEV

Molybdenum mineralization of Eastern Yakutia has not previously been considered as the object of interest of the mineral resource base of molybdenum in Russia. Discovered molybdenum mineralization in Churuktinskiy pluton syenites correspond to large deposit. Mineralization presents itself as molybdenum and copper-molybdenum with a permanent presence of a small amount of tin in ore. The formation of molybdenum mineralization occurred at a relatively slow cooling of pluton in the final stage of its formation on the surface level at a depth of less than 1,5 km.

Key words: molybdenum, Churuktinskiy pluton, Eastern Yakutia.

Запасы молибдена России заключены в 27 месторождениях. Главные из них сосредоточены (запасы Мо, тыс.т/содержание Мо в руде, %): в Республике Хакасия (Сорское — 114/0,06 и Агаскырское — 155/0,05), Забайкальском крае (Жирекенское — 62/0,104 и Бутдаинское — 599/0,08), Республике Бурятия (Орекитканское — 360/0,099 и Мало-Ойногорское — 155/0,051), Кабардино-Балкарской республике (Тырныаузское — 144/0,041). Все месторождения относятся к штокверковому собственно молибденовому, только Тырныаузское — к скарновому вольфрамовому с попутным молибденом. В российской минерально-сырьевой базе доминируют собственно молибденовые штокверковые месторождения (молибден-порфировые по зарубежной классификации), руды которых имеют практически монометалльный состав (более 80% балансовых запасов). В медно-порфировых месторождениях с попутным молибденом, являющихся главным источником молибдена в мире, заключено всего 8,5% российских запасов. С 2007 г. на государственный учет были поставлены запасы Мо участка Дружный золото-молибден-уранового мес-

торожения Южное в Республике Саха (Якутия). Восточная Якутия, при этом, не рассматривается как центр сосредоточения минерально-сырьевой базы молибдена России [1].

Си-Мо минерализация обычно связана с формацией молибденоносных вторичных кварцитов, ассоциирующих с малыми гипабиссальными или близповерхностными интрузивами кислых или умеренно кислых пород. Им присуща связь с зонами крупных тектонических нарушений и мелкой, но густой трещиноватости. Молибденовые, медно-молибденовые и золотомедно-молибденовые руды представляют большой интерес как центры эндогенной зональности крупных рудно-магматических узлов. Например, в Эндыбальском рудно-магматическом узле (Западное Верхоянье) Au-Cu-Mo руды приурочены непосредственно к Эндыбальскому субвулкану, а их оценка не проводилась. В Си-Мо рудах установлены следующие содержания: Au 0,014 и Ag 3,6 г/т, а Мо 0,059 и Cu 0,041, Pb 0,051 и Zn 0,031%. Au-Cu-(As) руды, пространственно сближенные с Си-Мо, содержат Au от 0,6 до 8,7 г/т, а Си от 0,076 до 5,56%. По мере уда-

ления от Эндыбальского субвулкана происходит смена руд Cu-Ag-Pb-Zn-(Sb) Ag-Sb Ag-Pb Pb-Zn [3].

Чуруктинский рудно-магматический узел (63,67 с. ш. и 143,08 в. д.) является новым перспективным молибденовым объектом, расположенным на территории Восточной Якутии. Проявление локализовано в терригенных породах карнийского и норийского ярусов Т₃, которые прорваны интрузией гранитоидов Чуруктинского массива площадью 2,24 км². При оценке рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия) средствами ГИС на Cu-Au-Mo тип минерализации Чуруктинский pluton был выбран как один из перспективных [2].

Чуруктинский массив расположен в центральной части Тарынского рудного узла в междуречье Сергей—Реп-Юрях (рис. 1), изучался А.Н.Штукатуровым и др. в ходе поисково-оценочных работ в бассейне руч.Реп-Юрях (1985). В водотоках, пересекающих массив, ими были установлены шлиховые ореолы молибденита, вольфрамита и касситерита. Специализированных поисковых работ на молибден в тот период не проводилось.

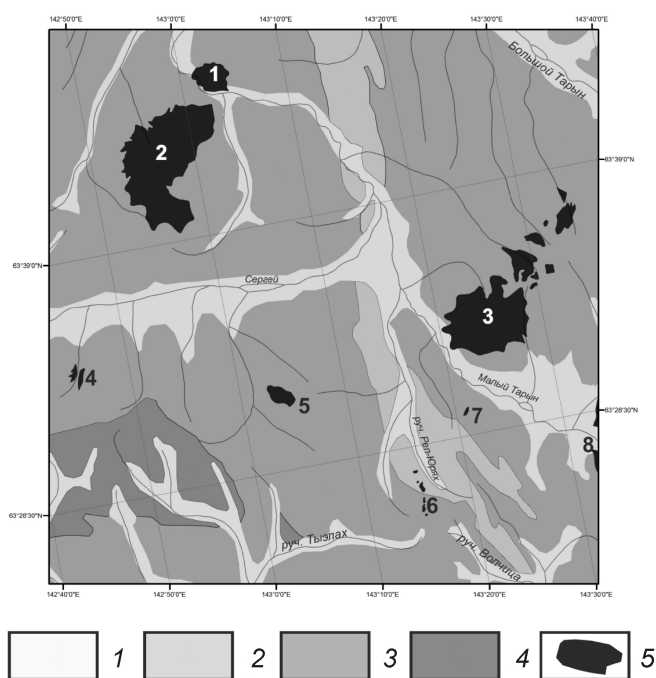


Рис. 1. Расположение гранитоидов центральной части Тарынского рудного узла:

отложения: 1 — четвертичные, Q, 2 — нижнеюрские, J₁, 3 — верхнетриасовые, Т₃, 4 — среднетриасовые Т₂; 5 — гранитоиды (1 — Самырский, 2 — Курдатский, 3 — Эргеляхская группа, 4 — Якутский, 5 — Чуруктинский, 6 — Реп-Юрюинская группа, 7 — Заохренный, 8 — Булгуньяхский)

Выход массива имеет овальную форму, контакты с вмещающими породами четкие, всегда секущие. Ширина контактового ореола вокруг Чуруктинского массива 2—5 км, роговики по составу биотит-кордиритовые и биотитовые. Ороговикованные породы образуют кальдерообразную структуру (рис. 2), которая рассекается серией радиальных разломов. По морфологии Чуруктинская кальдера аналогична Кондерской и Инаглинской — с платиновой минерализацией.

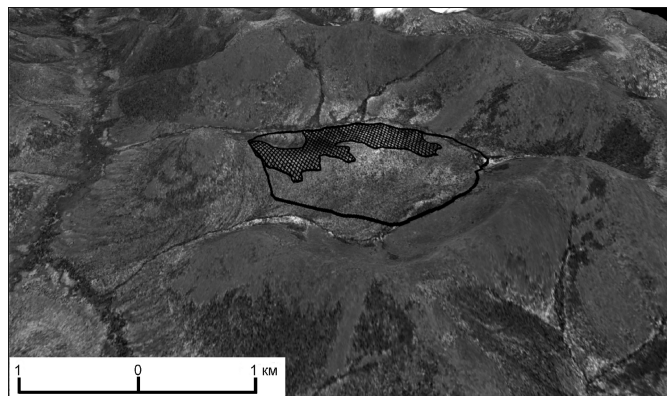


Рис. 2. Чуруктинская кальдера — 3D композит цифрового рельефа и снимка Bing Map:

в контуре плутона заштрихована площадь с перспективной молибденитовой минерализацией

Рудная минерализация локализована в контурах Чуруктинского массива. Главный минерал руд — молибденит, второстепенные и редкие — вольфрамит, касситерит, пирит, халькопирит. Молибденитовая минерализация относится к штокверковому типу. Крупночешуйчатые выделения минерала ассоциируют с вольфрамитом и тонкими прожилками касситерита. В рудах вольфрамит распространен локально, а касситерит в небольших количествах присутствует повсеместно. Основная масса молибденита в виде мелких вкраплений распространена по объему пород Чуруктинского массива. Участками отмечается обогащение руд вкрапленным халькопиритом.

Массив представлен в основном амфибол-биотитовыми порфировидными монцоноидными гранодиоритами неравномерного состава, местами переходящими в граниты и кварцевые сиениты. Породы массива серого или желтовато-серого до желтого цвета, последний обусловлен процессами выветривания. Текстура пород массивная, реже шлировая, в связи с наличием в них переработанных ксенолитов вмещающих пород. Структура порфировая с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, размером до 7—15 см. Основность его не превышает 30% анортитового компонента. Основная масса магматитов представлена (в %): от мелких до среднего размера зер-

нами плагиоклаза 20,77—54,27, калишпата 11,14—28,98, кварца 4,84—23,17, биотитом и амфиболом, содержание которых в сумме не превышают 20%. Как правило биотит преобладает над амфиболом и местами его содержание достигает 15%. Из второстепенных минералов встречены (в %): апатит 1,1, ильменит 0,34—0,64, флюорит 0,1, редкие зерна рутила, сульфиды. Плагиоклаз основной массы как правило более кислый. Содержание в нем анортита редко превышает 24% и в основном представлен альбитом с различным незначительным количеством анортита 15%. В участках перекристаллизации и изменения пород содержание альбита в плагиоклазе достигает 100%.

Калишпат представлен ортоклазом с незначительным содержанием альбитового компонента 18%, и в участках перекристаллизации ортоклазовый минал достигает в нем 100%. Реликты более основного плагиоклаза нередко наблюдаются в ортоклазе. В ряде участков отмечаются выделения калишпата и альбита, секущие чешуи биотита.

Выделения кварца разного размера и неправильной формы, часто корродирующие более ранние минералы (биотит, амфибол, плагиоклаз и др.), в зоне развития минерализации кварц нередко перекристаллизован.

Зерна амфибола, как правило, имеют реакционные каймы. Амфибол нередко замещается вторичным биотитом и в виде мелких реликтов отмечается в плагиоклазе. По химическому составу (данные микрозондового анализа) он является железистым кальциевым амфиболом. Наименее неизменные амфиболы имеют $mg\#$ 0,41—0,43, но в зоне развития минерализации магнезиальность в нем повышается ($mg\#$ 0,50—0,60).

Биотит образует крупные пластины, мелкие чешуи, овальные мелкие зерна и неправильной формы выделения, нередко хлоритизирован. По взаимоотношению с другими минералами можно заключить, что слюда представлена несколькими, по крайней мере, двумя генерациями. Более ранний биотит формирует крупные пластинки и чешуи, которые, как правило, корродированы на контакте с калишпатом и кварцем. Они нередко дефрагментированы, и в виде реликтов наблюдаются в крупных зернах кварца. В то же время встречаются небольшие выделения минерала, секущие зерна ортоклаза, а также занимающие интерстиции между зернами кварца и калишпата.

Состав слюд сильно изменяется, и по своему химизму они представлены Mg-биотитами, Fe-биотитами и лепидомеланом. Основное различие между этими группами слюд наблюдается по содержанию MgO и TiO_2 . Лепидомилановая группа слюд в гранитоидах плутона в основном близка по содержанию титана 4,39—5,69% к Fe-биотитам 4,24—5,67%, но занимает промежуточное значение по содержанию MgO между другими группами биотитов в породе. Коэффициент магнезиальности $mg\#$ для Mg-биотитов находится в интервале 0,48—0,62, лепидомиланов

0,31—0,37, Fe-биотитов 0,32—0,45. Для высоко магнезиальных биотитов характерно низкое содержание TiO_2 2,24% и высокая вариация содержаний практически всех окислов. Как показывает петрографический анализ Fe-биотиты в основном являются первичными слюдами и, как правило, характерны для неизмененных пород ($mg\#$ 0,32—0,36; TiO_2 3,80—4,28%). Практически слюды всех групп наблюдаются и в участках изменения пород в зонах минерализации. Обычно это резорбированные мелкие чешуи или небольшие выделения позднего биотита, секущие зерна калишпата. Характерно, что в минерализованных зонах в слюдах отмечается отрицательная зависимость между содержаниями TiO_2 и MgO с достаточно высоким коэффициентом корреляции (r -0,845, n 52), в то время как для биотитов вне зон минерализации такая связь неотчетливая.

В минерализованных зонах гранитоидов апатиты, как правило, со следами коррозии и содержат F до 4,23% (3,10 0,58%, n 22). Здесь так же наблюдаются зерна ильменита до 100 мкр. Более крупные зерна несут следы резорбции и имеют относительно выдержанный состав (в %): TiO_2 54,61 1,33; FeO 42,42 2,49; MnO 2,82 1,09. В некоторых участках перекристаллизации породы ильменит образует мелкие выделения, секущие плагиоклаз и калишпат и местами наложенные на биотит.

По данным K-Ar-метода возраст пород массива составляет 104 млн.лет, а по данным Rb-Sr метода 100 млн.лет (ИГАБМ СО РАН, г.Якутск). Первичный изотопный состав стронция равный 0,7058 при относительно низкой величине $^{87}Rb/^{86}Sr$ 0,4078, вероятно указывает на то, что их протолит по своему составу имел повышенную основность.

Исследования химического состава и физико-химических условий формирования пород плутона приведены в таблице. По петрохимическому составу гранитоиды относятся к высококальциевому типу щелочноземельной серии. По классификации Б.Р.Фроста и др. [5, 6] они отвечают железистой серии, а по соотношению Fe_2O_3/FeO 0,035—0,294 относятся к ильменитовой редуцированной серии. Породы являются металюминиевыми (ASI 0,786—0,999), за исключением отдельных образцов с индексом ASI несколько выше 1 (1,019—1,038).

Становление пород Чуруктинского массива проходило в значительном интервале температур. Вероятная температура генерации расплава для пород плутона, по данным эмпирического петрохимического геотермометра 877—931 С [10]. Эти температуры достаточны для плавления аксессуарных минералов протолита и полного перехода их элементов в расплав и насыщения ими кристаллизующихся пород при температуре близкой к реальной в зависимости от состава расплава и уровня концентрации соответствующих элементов. Начало кристаллизации пород 802—861 С фиксируется по термометру титанового

Химический состав и физико-химические условия формирования пород Чуруктинского массива

Компоненты	Номера проб															
	7218	7219	7220	7221	7222	7223	7224	7225	7226	7230	7231	7232	7233	7234	7237	7238
Химический количественный анализ*, %																
SiO ₂	65,59	67,63	66,02	66,49	64,88	65,69	69,91	65,44	64,4	66,92	66,86	64,46	66,83	64,92	65,36	65,79
TiO ₂	0,44	0,39	0,42	0,42	0,46	0,43	0,4	0,43	0,44	0,42	0,42	0,47	0,42	0,43	0,42	0,33
Al ₂ O ₃	15,92	15,73	16,22	15,74	15,61	16	13,02	15,78	16,34	15,12	14,92	16,33	15,14	15,95	15,8	15,13
Fe ₂ O ₃	0,23	0,65	0,83	0,29	0,56	0,81	0,12	0,78	0,58	0,24	0,55	0,78	0,57	0,74	0,47	0,38
FeO	3,44	2,74	2,74	3,3	3,23	3,4	3,42	3,26	3,44	3,32	3,09	3,08	3,21	2,95	3,37	2,54
MnO	0	0	0	0,02	0,1	0,11	0,08	0,1	0,1	0,08	0,08	0,09	0,09	0,1	0,09	0,11
MgO	1,23	0,61	1,68	1,78	1,8	1,64	1,64	0,88	1,17	0,57	0,74	0,52	0,52	0,96	0,77	0,56
CaO	3,3	3,76	2,56	2,39	2,67	2,96	1,08	4,11	4,28	3,93	3,41	4,61	4,22	3,88	3,98	4,28
Na ₂ O	3,42	3,7	3,9	3,66	4,35	3,77	2,02	3,9	4,63	3,91	3,45	4,59	3,62	4,16	4,14	3,72
K ₂ O	4,45	4,25	4,77	4,47	4,59	3,81	6,7	3,61	3,48	4,12	4,61	3,73	3,82	4,57	4,12	4,95
tH ₂ O	0,02	0,04	0,14	0,12	0,16	0,12	0,14	0,14	0,12	0,08	0,08	0,08	0,2	0,16	0	0,16
H ₂ O	0,32	0,13	0,07	0,21	0,22	0,13	0,17	0,27	0,11	0,22	0,39	0,17	0,13	0,17	0,14	0,34
П.П.П.	0,54	0,15	0,6	0,75	0,52	0,36	0,5	0,65	0,53	0,7	0,53	0,76	0,53	0,33	0,58	1,13
P ₂ O ₅	0,31	0,28	0,29	0,29	0,32	0,31	0,26	0,29	0,31	0,28	0,3	0,31	0,3	0,3	0,29	0,29
CO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0,1	0,06	0,09	0,06	0,02	0,03	0,02	0,04	0,08	0,04	0,08	0,03	0,04	0,08	0,03	0,06
F	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
T _{расплав}	890	877	882	886	898	887	903	888	887	891	892	895	891	887	885	861
T _{ГТ}	835	824	829	827	830	827	824	826	824	826	828	835	826	832	823	802
T _{Zr}	767	760	769	803	776	772	798	774	741	769	741	751	753	730	744	735
ASI	0,968	0,898	0,999	1,035	0,919	1,019	1,038	0,887	0,853	0,838	0,885	0,818	0,852	0,846	0,854	0,786
NiO Ni	2,13	0,42	+0,20	1,51	0,86	+0,09	3,04	0,31	1,16	2,54	0,93	0,68	0,97	0,62	1,46	1,69
Атомно-эмиссионный анализ (PGS-2 с МАЭС)**, г/т																
Mo	26	26	26	100	26	26	26	26	26	320	640	26	86	470	26	4500
Cu	9,1	0	13	32	41	6,6	23	21	5,8	160	350	0	160	0	0	310
W	0	0	0	90	0	0	0	0	0	170	330	0	280	0	0	1380
Sn	0	0	100	110	110	0	50	0	0	130	80	160	190	110	0	0

Примечание. Аналитики: * — Л.Т.Галенчикова (ИГАБМ СО РАН); ** — С.Ю.Коркина, О.Д.Замйская (ИГАБМ СО РАН); T_{расплав} — температура расплава; T_{ГТ} — температура Ti насыщения; T_{Zr} — температура Zr насыщения; ASI — Aluminum-Saturation Index: Al₂O₃/(CaO 0,67 P₂O₅ Na₂O K₂O) [5, 6]; NiO Ni — значения фугитивности кислорода относительно Ni NiO буфера (NiO Ni logf_{O₂} (образец) logf_{O₂} (NiO NiO)).

насыщения (T_{Ti}) [7], что характеризует более раннее образование титансодержащих фаз. Последующее понижение температуры расплава приводит к формированию фаз, содержащих Zr (684—803 С). Амфиболы кристаллизуются одними из первых породобразующих минералов. Температура их кристаллизации в неизменных и слабоизмененных породах по разным геотермометрам от 748 до 846 С и P 146—230 МПа [4, 15]. По Ti-геотермометру [11] их температура несколько ниже (696—724 С). В зоне развития минерализации корродированные зерна минерала имеют пониженные температуры 491—618 С и только в середине крупного зерна амфибола их значения близки к температуре кристаллизации минерала 717—746 С. Температура кристаллизации биотита, определенная по Ti-термометру [8], показывает значительный диапазон их значений. В неизменных магматитах температуры формирования биотитов расположены в интервале 683—762 С (х 733 19 С, n 31). С увеличением степени изменения пород их температура понижается, и в зонах развития минерализации, где появляется поздняя генерация слюд (Mg-биотит), их температура в среднем составляет 571 40 С. Характерно, что оцененные значения давления формирования слюд с использованием Al-барометра [13] также имеют тенденцию уменьшения их от неизменных гранитоидов к зонам перекристаллизации и минерализации. Максимальные значения P для неизменных пород равны 172—187 МПа. Для низкотемпературных слюд их значения не превышают 116 МПа и в среднем составляют 41 37 МПа. Это предполагает, что формирование слюд начинается в более глубоких условиях при подъеме магмы на уровень их становления и заканчивается в близповерхностных условиях. Аналогичный тренд изменения температур формирования отмечается и для полевых шпатов. При оценке их температур по когерентному двуполевошпатовому термометру [14] для относительно неизменных гранитоидов были получены значения от 591 до 686 С, в то же время полевые шпаты из зон минерализации имеют в среднем более низкие температуры 394 43 С (315—461 С, n 23).

Исследование окислительно-восстановительных условий образования пород с использованием модели [9] показывает, что магмы изначально формировались в восстановительных условиях и имели фугитивность кислорода (fO_2) ниже NiO Ni буфера (NiO Ni от 0,2 до 12,2), что соответствует отнесению их к ильменитовой (редуцированной) серии. В процессе кристаллизации пород к моменту кристаллизации биотита в системе происходит повышение количества воды и увеличение окислительного потенциала. Значения fO_2 для биотитов из относительно свежих гранитоидов массива показывают, что они формировались в условиях выше NiO Ni буфера (NiO Ni от 0,64 до 0,65) и повышенном остаточном давлении воды (240—320 МПа). Для одного зерна амфибола из зоны минерализации по модели [12] было оценено значение fO_2 (NiO Ni +1,3), свидетельствующее о вероятном нахождении его в повышенно-окислительных условиях, близких к магнетит-гематитовому буферу и высоком содержании воды 5,0 0,4%.

Чуруктинский массив был опробован по равномерной сети 187 литогеохимическими и штучными пробами, которые показали (атомно-эмиссионный анализ, PGS-2 с МАЭС, лаборатория ИГАБМ СО РАН) (в %): Mo 0—0,45 (среднее 0,01); Cu 0—0,074 (среднее 0,004); W 0—0,138 (среднее 0,002); Sn 0—0,0336 (среднее 0,02). Результаты опробования сведены в таблицу базы данных Access, которая подключена методом «Join» к слою географически привязанных точек литогеохимического опробования. Ключевым полем для соединения является геологический номер пробы. В результате получена система, которая с использованием модуля Geostatistical Analyst позволяет проводить интерполяцию поверхности по любому из элементов присоединенной таблицы. Для интерполяции использовался метод Ordinary Kriging, с помощью которого были построены поверхности Mo, Cu и Sn, характеризующие эндогенную рудную зональность Чуруктинского массива (рис. 3).

Молибден образует на северном фланге массива аномалию, соответствующую рудам промышленного качества от 0,032—0,45% (среднее 0,19%). Площадь выхода молибденовых руд составляет 0,79 км², плот-

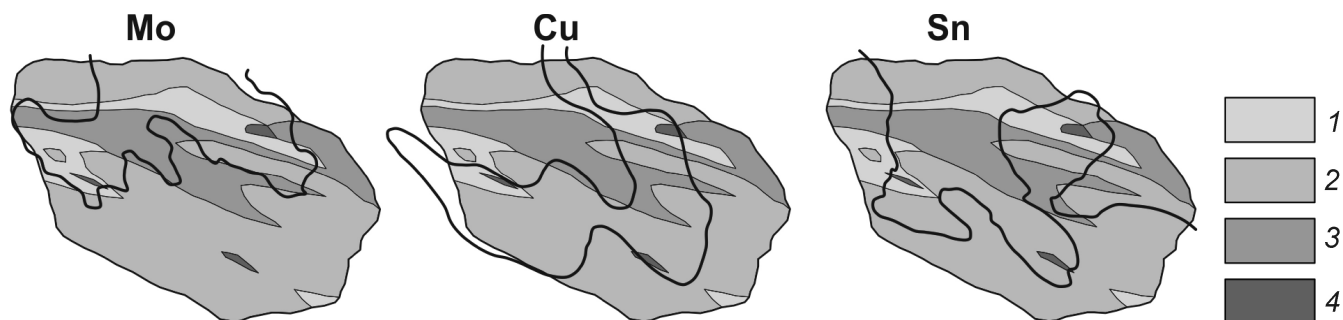


Рис. 3. Строение Чуруктинского массива и положение участков, обогащенных Mo, Cu и Sn:

1 — гранит; 2 — гранодиорит; 3 — монзонит; 4 — сиенит

ность 2,63 т/м³. При подвеске 50 м прогнозные ресурсы молибдена могут составить около 200 тыс.т, что сопоставимо с Сорским, Агаскырским, Мало-Ойногорским и Тырныаузским крупными месторождениями. Ореол **меди** приурочен к центральной части массива и частично перекрывает ореол Мо, что свидетельствует о наличии как собственно молибденовых, так и медно-молибденовых руд. Ореол **олова** пространственно совпадает с ореолами Мо и Си. Олово, таким образом, присутствует во всех типах руд. **Вольфрам** не образует ореолов и распространен локально.

В заключение можно сделать следующие выводы:

Породы Чуруктинского массива включают промышленную молибденовую минерализацию, которая относится как к собственно молибденовому, так и медно-молибденовому типам. Присутствие в обоих типах руд олова позволяет выделить единый Cu-Мо Sn геохимический тип руд, в котором локально проявлена вольфрамовая минерализация. Общий прогнозный ресурс молибдена может составить около 200 тыс.т, что соответствует крупному месторождению.

Кристаллизация расплава гранитоидов происходила по мере подъема магмы на уровень становления плутона и, вероятно, начиная с глубины немногим более 6 км (P 172—187 МПа) и изначально при восстановительных условиях ниже NiO/Ni буфера (NiO/Ni от 0,2 до 12,2). При дальнейшей эволюции расплава по мере кристаллизации минералов происходит увеличение в расплаве кислородного потенциала (NiO/Ni от +0,64 до +1,3) и повышение в нем содержания воды (до 5%). Это способствовало увеличению рудогенерирующей способности магмы и формированию молибденовой и сопутствующей минерализации при относительно медленном охлаждении плутона в заключительную стадию его становления на близповерхностном уровне при глубине менее 1,5 км (P 40 МПа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственный доклад «О состоянии использования минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2012 году» // Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. 2013.
2. Костин А.В. ГИС как средство оценки рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений / Известия Сибирского отделения. Секция наук о Земле РАН. 2008. № 7 (33). С. 97—105.
3. Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 33—41.
4. Anderson J.L. Status of thermobarometry in granitic batholithic // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1996. Vol. 87. Pp. 125—138.
5. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. Pp. 2033—2048.
6. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic granitic rocks // J. Petrology. 2008. Vol. 49. Pp. 1955—1969.
7. Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3—4. Pp. 561—568.
8. Henry D.J., Guidotti Ch.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution // American Mineralogist. 2005. Vol. 90. Pp. 316—328.
9. Jayasuriya K.D., O'Neill H.S., Berry A., Campbell S.A. et al. A Mössbauer study of the oxidation state of Fe in silicate melts // American Mineralogist. 2004. Vol. 89. Pp. 1597—1609.
10. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids—constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // Eur. J. Mineral. 2007. Vol. 19. № 6. Pp. 859—870.
11. Ofen M.T. The origin brown hornblende in the Artfallet gabbro and dolerites // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. Pp. 186—193.
12. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. Vol. 160. Pp. 45—66.
13. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth granite rock and formation of hydrothermal ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. Pp. 47—56.
14. Wen S.H., Nekvasil H. SOLV CALC: An interactive gravics program package for calculating the ternary feldspars solvus and two-feldspar geothermometry // Computers and Geoscience. 1994. Vol. 20. № 6. Pp. 1025—1040.
15. Yavuz F. A revised program for microprobe derived amphibole analyses using the JMA rules // Computers and Geoscience. 1999. Vol. 25. № 8. Pp. 909—927.

О генетических типах россыпей мелких и тонких частиц золота в речных отложениях

А.А.БЛИНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Рассмотрены модели образования двух основных генетических типов аллювиальных россыпей применительно к мелким и тонким частицам золота.

Ключевые слова: аллювий, мелкие и тонкие частицы золота, россыпь, модель.

Блинов Александр Андреевич, geo@yakutia.ru

On genetic types of placers of small and thin gold particles in fluvial deposits

A.A.BLINOV

The models of formation of two basic genetic types of the alluvial placers are discussed in conformity with small and thin gold particles.

Key words: alluvium, small and thin gold particles, placer, model.

В составе речных отложений концентрации мелких и тонких по размеру частиц золота понимаются как «косовые» россыпи. По представлениям Ю.А.Билибина [1] «косовой» генетический тип аллювиальных россыпей образуются на путях миграции частиц золота в речном русле. Они имеют разный размер и потому концентрируются в различных фациальных зонах накопления речного осадка согласно их гидравлической крупности (скорости осаждения). Частицы золота, которые слабо или вовсе не транспортируются в речном потоке, при своей концентрации образуют россыпи «пластового» генетического типа в единой фациальной зоне.

Россыпи, как известно, образуются во время прохождения паводка, когда руслом является все днище речной долины, в водно-аллювиальной среде с различным качеством и степенью заполнения обломочным материалом. Выделяются три фациальные зоны аллювия: русловая, пойменная, старичная [12], в пределах которых формируется фация (осадок) специфического гранулометрического состава. Условия накопления осадка, а значит и его литологический состав, в каждой фациальной зоне также неоднородны. Так, в русловой фациальной зоне выделяется стрежневая фация, представленная наиболее крупным обломочным материалом и фация прирусловой отмели, кровлю которой слагают мелкообломочные частицы.

«Косовой» генетический тип аллювиальных россыпей изучен лишь в пределах русловой фациальной зоны. Здесь формируются различные горизонты фации прирусловой отмели, а вслед за этим различные горизонты косовой россыпи. В составе этой фации концентрируется главным образом наиболее крупный размерный класс частиц золота, переносимых в речном потоке ($0,05$ мм). Принципы формирования

и строения этой разновидности косовых россыпей предложены сравнительно недавно [3] и применительно к ним пока отсутствует нормативная база ведения разведочных работ.

В отложениях пойменной фациальной зоны аллювия, представленных песчано-глинистыми наслоениями, косовые россыпи частиц золота остаются неизученными. В этих отложениях установлены лишь отдельные точки концентрации частиц золота размером главным образом менее $0,1$ мм [14].

В старичной фациальной зоне аллювия, где формируются главным образом глинистые наслоения, происходит накопление частиц золота наиболее мелких размерных фракций из состава частиц, осаждающихся в речной долине. Концентрация частиц золота пока здесь не зафиксирована, но ее местоположение можно связать с аномалиями золота, выявленными в поле геохимических измерений [10]. Следует отметить, что в научной литературе условия образования косовых россыпей в составе осадка пойменной и старичной фациальных зон вовсе не рассматриваются.

«Пластовый» тип аллювиальных россыпей приурочен к стрежневой фации аллювия; он наиболее изучен и в настоящее время является основным объектом добычи россыпного золота. Ограниченная транспортабельность его частиц при образовании аллювиальной россыпи данного типа может быть обусловлена разными причинами, например, их избыточным весом, связанностью в составе крупного обломочного материала, а также особенностью среды накопления речного осадка. В данном изложении главное внимание обращается как раз на качество водно-аллювиальной среды, в частности на ее вязкость, обусловленную наличием глинистого материала. Важно подчеркнуть, что в составе стрежневой фации аллювия присутствуют частицы золота самых различ-

ных размерных классов, что связано со стесненной формой их осаждения в водно-аллювиальной среде. В качестве иллюстрации этого на рис. 1 отражены результаты гранулометрической классификации частиц золота, извлеченных из рудной массы и аллювиальных россыпей в нижнем течении р. Эльга (бассейн р. Индигирка). Предложенные на рисунке кривые распределения частиц по размерным классам, показывают, что рудные тела содержат в себе крупные, а также и сравнительно мелкие частицы золота. Сформированные при эрозии этих тел россыпные тела выявлены как в самых нижних — базальных, так и в верхних горизонтах речных отложений. Относятся они, соответственно, к отложениям стречневой фации («пластовый» тип россыпи) и отложениям фации прирусловой отмели («косовый» тип). Результаты гранулометрического анализа извлеченных из речных отложений частиц золота показаны на рисунке в виде гистограмм. Модальный класс их крупности в стречневой фации аллювия представлен градацией 2—4 мм, а в верхнем горизонте градацией 0,25—0,5 мм. В стречневой фации аллювия установлена концентрация как крупных, так и мелких частиц золота, а в фации прирусловой отмели — исключительно мелких его частиц. Следует отметить, что случаи обнаружения крупных (1 мм) частиц золота в составе фации прирусловой отмели чрезвычайно редки и в других регионах Якутии. Они представлены здесь обычно в составе стяжений глинистых частиц. Это позволяет заключить, что присутствие крупных частиц в составе «косовых» россыпей носит случайный характер и не связано с их участием в процессе дифференциации обломочного материала в русле реки. Согласно существующей гранулометрической классификации частиц золота [9], к градации «мелкие и тонкие частицы золота» (МТ) относится размерный класс частиц 0,05—1,0 мм, что и принято в дальнейшем изложении.

Модель образования аллювиальных россыпей мелких и тонких частиц золота «косового» генетического типа. Как уже указывалось, частицы золота, которые транспортируются водным потоком, находят условия для своего осаждения в различных фациальных зонах накопления речного осадка. В частности, условием для их дифференциации в пределах фации прирусловой отмели является искривление динамической оси речного русла, что обеспечивает усиление поперечной циркуляции водного потока. В сторону затопляемого в паводок пойменного массива происходит постепенное ослабление живой силы речного потока и последовательное осаждение все более мелких минеральных зерен. Следует отметить, что по данным экспериментов [11], на таких участках гидравлической системы следует ожидать наиболее дифференцированное скоростное поле движения водных струй, благоприятствующее сортировке минеральных зерен. На рис. 2 схематично прослежено распределение частиц

золота в паводковом русле, занимающего все днище речной долины. Наращивание фации прирусловой отмели происходит за счет обломочного материала породы размываемой в русле (см. рис. 2). Различная миграционная способность в движущемся потоке воды крупных и мелких по размеру частиц золота, как и на модели формирования россыпи «пластового» генетического типа, фиксируется углом их проецирования. Как это показано, крупные частицы золота — сравнительно «пассивные» к передвижению в водном потоке, отлагаются в наиболее подвижной — стречневой его части, проецируясь из эродированной части золотосодержащей породы в подножье размываемого берега реки. Более мелкие — «активные» в движущейся водной среде частицы золота, выносятся из участка эрозии золотосодержащей породы на склон прирусловой отмели и на поверхность поймы. Такова общая схема распределения частиц золота в осадочном процессе по мере формирования фации прирусловой отмели. Вместе с тем, динамические условия накопления речного осадка весьма неоднородны. Во время прохождения паводка на поверхности прирусловой отмели образуются намывные гряды, на гребне которых наблюдается резкое падение скорости течения воды приводящее к осаждению крупного обломочного материала, а также частиц тяжелых минералов. Размер донных намывных гряд и вслед за этим падение скорости течения водных струй закономерно возрастает в сторону бровки поймы, где формируются самые верхние этажи аккумуляции фации прирусловой отмели. Здесь наблюдается наиболее значительный перепад скорости водных струй в связи с переливом воды на поверхность поймы. По данным гидро-

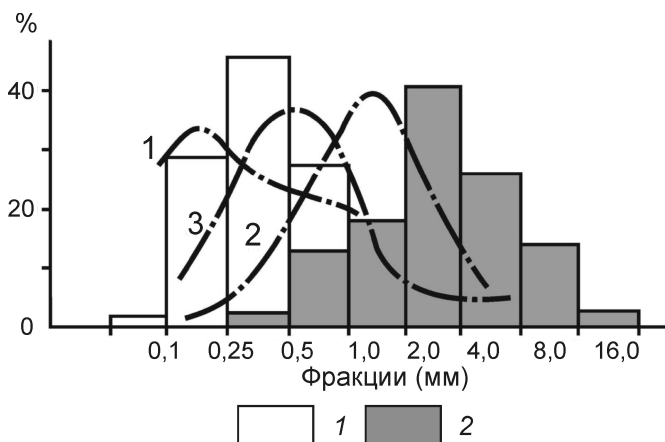


Рис. 1. Результаты гранулометрического анализа частиц золота, извлеченных из рудных источников и различных горизонтов аллювия в долине р. Эльга (нижнее течение), по данным А.И. Скрыбина [10] с добавлением автора:

фации аллювия: 1 — прирусловой отмели и 2 — стречневая; месторождения: 1 — Таллах, 2 — Жданное, 3 — Базовское

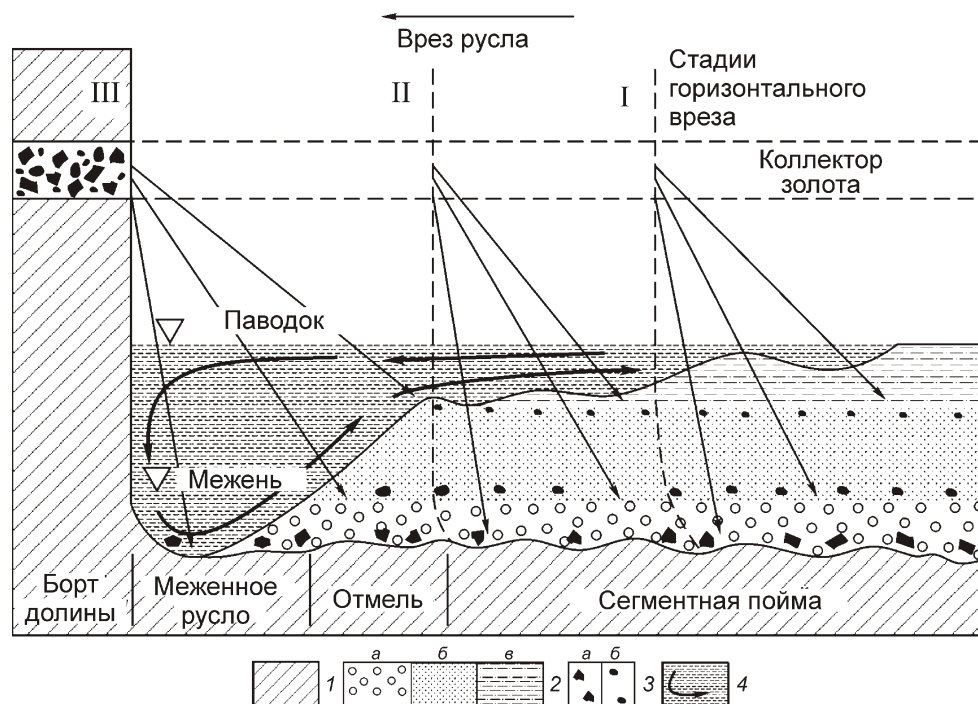


Рис. 2. Схема проецирования частиц золота различных размерных классов на дно русла в поперечном профиле равновесного участка речной долины:

1 — борт и коренное ложе долины; 2 — отложения фаций аллювия: а — русловой, б — прирусловой отмели и в — пойменной; 3 — частицы золота: а — «пассивные» и б — «активные» в водном потоке; 4 — направление поперечной циркуляции воды в речном русле

логических наблюдений, речной поток претерпевает сложные гидравлические изменения в связи с резким замедлением скорости течения воды и уменьшением глубины руслового потока [8]. В структуре течения воды на таких участках возникают турбулентные пульсации, представляющие собой гидродинамический барьер концентрации тяжелых минеральных частиц, в т.ч. и золота. По-видимому, такие гидравлические изменения в структуре речного потока в той или иной мере проявляются на всех грядовых формах дна русла. С таких позиций «пласт» россыпи «косового» генетического типа применительно к мелким и тонким частицам золота представляет собой многослойное (этажи грядовой аккумуляции) осадочное образование. При этом объем фации прирусловой отмели, вмещающей россыпь частиц золота, увеличивается, как это показано на рис. 3, не только за счет вертикального наложения осадка, но и в процессе ее горизонтального наращивания порциями обломочного материала по мере планового перемещения речного русла. Следует отметить, что на рис. 3 схематично показан механизм формирования «косовой» россыпи в поперечном профиле днища долины на изгибе речного русла. За его пределами в фации прирусловой отмели фиксируется лишь убогая концентрация частиц золота. Здесь нарушается главное условие наращивания «пласта» россыпной залежи «косового» генетического типа: интенсивная береговая эрозия источника частиц золота в россыпь при интен-

сивном же проявлении поперечной к руслу циркуляции речной воды. Гидрологическими исследованиями установлена [2] оптимальная степень искривления речного русла (близко к окружности), которая определяет интенсивность проявления береговой эрозии а вслед за этим боковое наращивание россыпи золота. Уменьшение береговой эрозии происходит как по мере спрямления оси руслового потока, так и при ее еще большем искривлении. В последнем случае кроме того создаются условия для прорыва речным потоком перемычки меандра, приводящего к смене участка береговой эрозии и прекращению наращивания объема «пласта» россыпной залежи золота.

Таким образом, на участке искривления динамической оси речного потока, при условии функционирования единого русла, образуется массив аллювия, в фации прирусловой отмели которого сосредоточена россыпная залежь мелких и тонких частиц золота. В случае сочленения массивов (сегментов) аллювия, сформированных в таких гидродинамических условиях, возникает возможность объединения их в едином контуре россыпной залежи мелких и тонких частиц золота, который будет ориентирован поперек речной долины [3]. На рис. 3 отражена условная геоморфологическая ситуация на участке формирования группы косовых россыпей мелких и тонких частиц золота в речной долине. Следует отметить, что неизбежное в реальных условиях относительное сме-

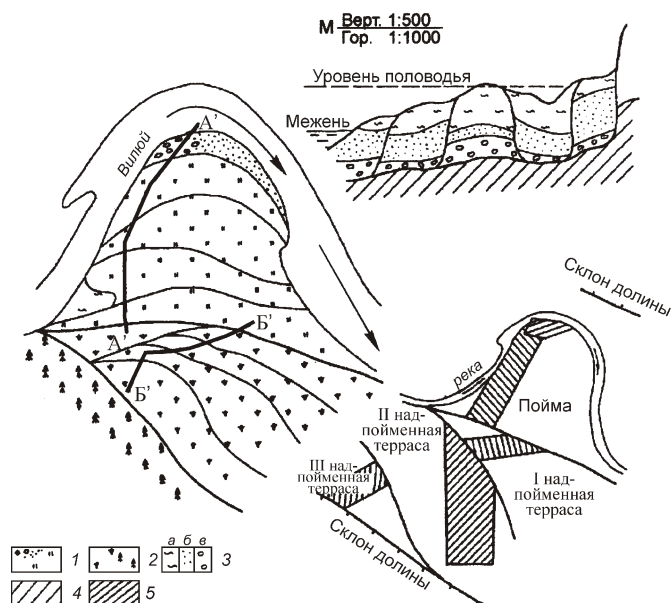


Рис. 3. Условная геоморфологическая ситуация на участке речной долины в месте формирования аллювиальной россыпи «косового» генетического типа с обоснованием положения линий разведочной сети, с использованием параметров аккумулятивных образований в долине среднего течения р.Вилуй:

А — геоморфологическая схема массивов правобережной поймы и прилегающих надпойменных террас на участке прогнозирования аллювиальной россыпи «косового» генетического типа; принципиальные схемы: Б — строения пойменного массива, В — блокировки запаса золота; 1 — пойма; 2 — речные террасы различной возрастной принадлежности; 3 — состав речных отложений: а — существенно-глинистый, б — песчаный, в — валунно-галечный; 4 — ложе речной долины; 5 — прогнозный контур россыпи; А-А и Б-Б — линии разведочных выработок

шение зон концентрации золота в пределах смежных аллювиальных сегментов, обязано отразиться в искривлении линии разведочных выработок.

Модель образования аллювиальных россыпей мелких и тонких частиц золота «пластового» генетического типа. В научной литературе указывается на множественность механизмов концентрации золота в речных отложениях. Б.М.Осовецкий [13] рассматривает этот процесс в более сложном виде и выделяет в нем отдельные «эффекты» концентрации: шероховатости дна русла, отсадки, сортировки по гидравлической крупности зерен тяжелого минерального компонента, удаление зерен более легкого компонента и др. Значение каждого из «эффектов» концентрации меняется, по мнению автора, в зависимости от условий накопления вмещающего концентрацию речного осадка и никогда не проявляется в «чистом» виде, а всегда в комбинации с другими «эффектами». Например, определяющее значение отсад-

ки частиц золота при образовании «пластовой» россыпи принимается в условиях, когда преобладающий размер обломков водно-аллювиальной среды примерно в четыре раза превышает также преобладающий размер поступивших в речное русло частиц золота [5]. Интенсивность просадки частиц золота на дно движущегося потока во многом зависит от их веса и потому данный «эффект» концентрации является определяющим при образовании россыпей частиц крупных размерных классов, поступающих в русло с бортов долины. Другой случай, когда размывается рудоносный субстрат, залегающий в дне русла. Здесь наряду с другими проявляется «эффект» концентрации частиц золота за счет удаления мелких минеральных частиц за пределы накопления стрессовой фации аллювия. Интенсивность проявления данного «эффекта» концентрации частиц золота зависит от степени вязкости водно-аллювиальной среды. Вслед за этим можно допустить существование условий, когда этот процесс ослабевает, и в составе аллювия формируется россыпь частиц золота различных размерных классов. Так, крайним членом в ряду насыщенности твердым веществом природных растворов является селевой поток, формирующий россыпи пролювиального генетического типа. Такие стесненные условия осаждения минеральных частиц наблюдаются также и в крупных водотоках. В работе [7] приводятся сведения о выносе в прибрежную зону моря крупных алмазных зерен в составе селевых растворов, формирующихся в русле р.Оранжевая (Южная Африка); такое состояние руслового потока связывается с засушливостью климата. Вместе с тем в литературе существуют указания на неоднородность среды осаждения минеральных частиц в речных руслах: вязкость водно-аллювиального потока увеличивается к его придонной части.

На основании вышеизложенного геометрическая модель образования россыпи «пластового» генетического типа применительно к мелким и тонким частицам золота будет иметь свои особенности. К рассмотрению принята модель раскрывающей представление о процессе формирования россыпи в виде наложения друг на друга частиц золота, спроецированных на дно речного русла из различных горизонтов эродированного источника [15]. В данной модели построении угол проецирования частиц золота отражает их миграционную способность в водно-аллювиальном потоке (рис. 4). Как указывалось, подвижность обломочного золотоносного материала снижается к основанию водно-аллювиального потока, до прекращения всякого его передвижения. Вслед за этим на участке эрозии коренного источника золота образуются фациальные горизонты аллювия с различным содержанием его мелких и тонких частиц: наиболее обогащенными ими являются самые нижние горизонты осадочной толщи. Применительно к этим горизонтам предложенная модель образования

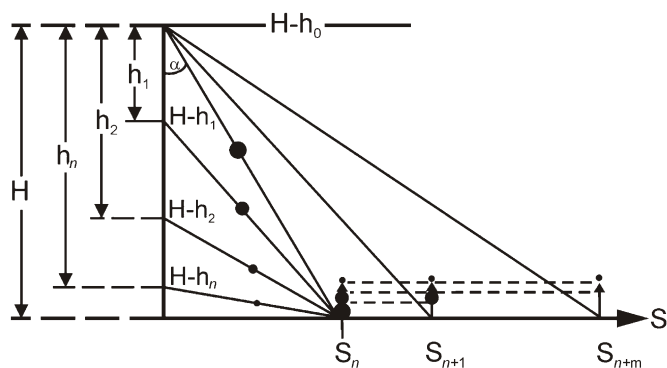


Рис. 4. Схема отложения золотин различной крупности в одной точке россыпи 12 :

величина врезания речной долины: H — суммарная в породе с источником частиц золота, $H-h_0$ — до начала размытия пород с частицами золота, h — в породе с источником частиц золота за один эрозионный цикл; ω — угол проецирования частиц золота различной крупности, поступивших в русло из размываемой породы; S — дальность переноса речным потоком частиц золота, поступивших в русло из размываемой породы; m — число этапов увеличения дальности переноса частиц золота речным потоком

россыпи будет отражать примерное равенство углов проецирования частиц различного размера, то есть их совместное нахождение в точке размыта коренного источника золота в речном русле. При формировании верхних, менее вязких горизонтов стрессовой фации аллювия, золотоносный обломочный материал вовлекается в процесс осадочной дифференциации, в результате чего происходит разобшение участков концентрации частиц золота различных размерных классов [6].

Таким образом, главным условием формирования аллювиальной россыпи «пластового» генетического типа, сложенной как сравнительно крупными, так и мелкими частицами золота, является их слабая дифференциация в русловом потоке воды. В связи с этим можно предположить образование таких россыпных залежей не только на участке речной долины, находящейся в стадии глубинной эрозии, но и на участке тектонического погружения, когда происходит формирование аллювия избыточной мощности в гидродинамических условиях, не способствующих качественной осадочной дифференциации обломочного материала. В частности, такая специфическая особенность состава и строения характерна россыпной залежи в долине р.Большой Кураны (Центральный Алдан).

На основании изложенного можно сделать заключение о том, что в речных отложениях имеют место «косовой» и «пластовый» генетические типы россыпей мелких частиц золота, особенности динамики об-

разования которых позволяют представить две принципиально различные модели их образования. Эти модели объединяет представление об образовании россыпи частиц золота в результате их проецирования на дно речного русла. Вместе с тем, при образовании «пластовой» россыпи мелких и тонких частиц золота предполагается высокая степень вязкости водно-аллювиальной среды. Угол проецирования частиц золота из источника в русло представляется крутым и практически одинаковым для всех их размерных фракций. Это означает их совместное нахождение в точке размыта коренного источника золота в речном русле. «Косовой» генетический тип россыпей образуется, наоборот, при условии подвижности минеральных зерен и обособлении участка накопления мелких и тонких частиц золота.

Автор выражает благодарность В.С.Тарасову и В.В.Мухутдиновой за помощь в создании графического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. —М.: Изд-во АН СССР, 1956.
2. Блинов А.А. Минералогический состав дифференцированного аллювия зон концентрации мелкого и тонкого золота // Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии // Сборник научных трудов. —Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 71—79.
3. Блинов А.А. Понятийная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73—77.
4. Иванов В.В., Матвеев Б.В., Чернов А.В. Особенности развития речных излучин при изменении условий руслоформирования // Геоморфология. 1988. № 3. С. 71—75.
5. Копылов Р.Н. Дифференциация золота в аллювиальных пластовых россыпях. —Якутск: НИПК «Сахаполиграфиздат», 2002.
6. Кузнецов В.А. Геохимические корреляции в речных долинах. —Минск: Наука и техника, 1984.
7. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. —М.: Изд-во АН СССР, 1955.
8. Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. —Новосибирск: Наука, 1977.
9. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. —Иркутск, 1986.
10. Скрябин А.И. Особенности горизонтальной зональности золоторудных узлов. —Якутск, 1978.
11. Словарь по геологии россыпей / Под ред. Н.А.Шило. —М.: Недра, 1985.
12. Трушков Ю.Н. Теоретические связи россыпей с коренными источниками и реконструкция последних (геометрическая модель на простейших примерах) // Россыпи золота и их связь с коренными месторождениями. —Якутск, 1972. С. 5—31.
13. Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек. —М.: Изд-во МГУ, 1983.
14. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит / Тр. ГИН АН СССР. 1951. Вып. 136. № 55.
15. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литологические факторы россыпеобразования. —М.: Наука, 1981.

О пермских аммоноидеях Охотского региона

Р.В.КУТЫГИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), А.С.БЯКОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им.Н.А.Шило (СВКНИИ ДВО РАН); 685000, г.Магадан, ул.Портовая, д.16)

Выделены слои с аммоноидеями в результате изучения гониатитов и пролеканитов из Хурэнской и Аян-Юряхской зон в Охотском регионе. Слои с *Neopronorites* aff. *skvorzovi*, относящиеся к артинскому ярусу, сопоставляются с верхней частью эчийского горизонта Верхоянья. Слои со *Sverdrupites harkeri* соответствуют одноименному биостратону, распространенному в Верхояно-Колымской области и характеризующему казанский (роудский) ярус.

Ключевые слова: аммоноидеи, гониатиты, пролеканиты, биостратиграфия, пермская система, артинский ярус, казанский ярус, Охотский регион.

Кутыгин Руслан Владимирович, rkutygin@mail.ru

Бяков Александр Сергеевич, stratigr@neisri.ru

About the Permian ammonoids of Okhotsk region

R.V.KUTYGIN, A.S.BIAKOV

As a result of study of goniatite and prolecanite from Khuran and Ajan-Yuriakh zones in Okhotsk region the ammonoids beds are allocated. The *Neopronorites* aff. *skvorzovi* beds are included to Artinian and are compared to the upper part of Echian horizon of Verkhoyansk region. The *Sverdrupites harkeri* beds correspond to the same beds distributed in Verkhoyansk-Kolyma area; this beds characterizes the Kazanian (Roadian) stage.

Key words: ammonoidea, goniatite, prolecanite, biostratigraphy, permian sistem, artinian stage, kazanian stage, Okhotsk region.

За всю историю геологического изучения в пермских отложениях Охотского региона обнаружено всего несколько десятков раковин аммоноидей из 8 местонахождений (рис. 1), что может свидетельствовать как о

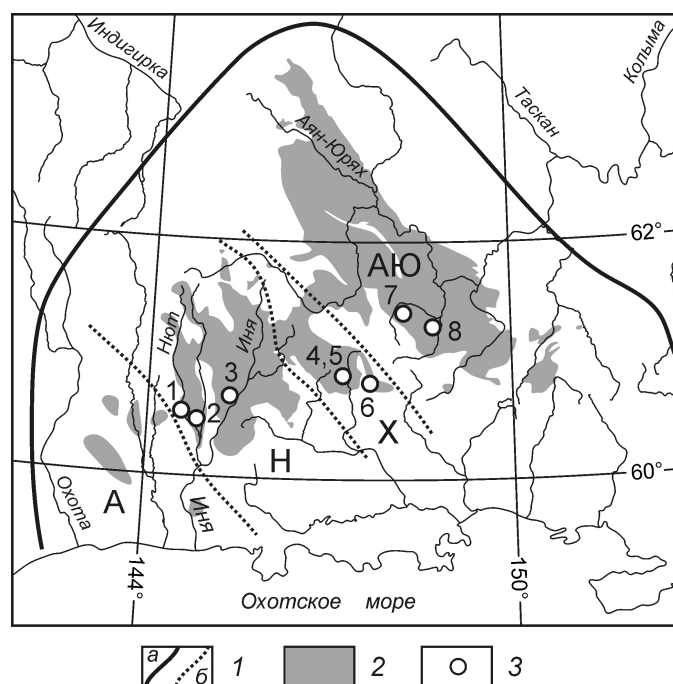
чрезвычайной редкости пермской аммоноидной фауны, так и о недостаточной изученности самого региона. В связи с этим, каждая обнаруженная здесь раковина аммоноидей требует всестороннего изучения с

Рис. 1. Местонахождения пермских аммоноидей Охотского региона:

1 — границы: а — Охотской подобласти, б — структурно-фациальных зон: А — Асиберганской, Н — Нютской, Х — Хурэнской, АЮ — Аян-Юряхской; 2 — площади распространения пермских отложений; 3 — местонахождения: 1 — р.Иня, р.Нют (возле устья руч.Нонкичан), нонкичанская [17] или ингычанская [13] свита, сборы Р.Б.Умитбаева, обр.997, 1962 г. (*Paragastrioceras jossae jossae* (Vern.)); 2 — р.Иня, руч.Кенгдечан, ингычанская свита [17], сборы Р.Б.Умитбаева, 1958 г. («*Paragastrioceras* ex gr. *suessi* Karp.»); 3 — правобережье рек Иня, Веста, нижняя пермь (*Paragastrioceras subwandageense* Porow, сборы В.А.Серебрякова, обр.115, 1955 г. [12]); р.Хурэн, водораздел ручьев Правый Беглый (Коряга) и Синева (Отшельник), беглинская свита, верхняя часть средней подсвиты: 4 — сборы В.В.Закандырина, обр.1389, 1957 г. (*Sverdrupites* aff. *harkeri* (Ruzh.) [13]), М.Гатинского, обр.505-4, 1960 г. (*Sverdrupites* aff. *harkeri* (Ruzh.) [13]), А.С.Бякова и И.Л.Ведерникова, обр.31/АБ, 1985 г. (*Pseudosverdrupites budnikovi* Kut. [3], *Sverdrupites harkeri* (Ruzh.)) и 5 — 400 м северо-восточнее местонахождения 4, сборы А.С.Бякова и И.Л.Ведерникова, обр.30/АБ, 1985 г. (*Sverdrupites* sp.); 6 — р.Хурэн, руч.Пластовый (*Sverdrupites* aff. *harkeri* (Ruzh.)), пластовская толща, сборы И.А.Павлова, 1973 г. [3, 4]); 7 — р.Тенке, руч.Красивый, пионерская свита, нижняя подсвита, нижняя половина верхней пачки, сборы А.Б.Бякова и И.Л.Ведерникова, обр.77-2/АБ, 1985 г. (*Sverdrupites* sp. [3]); 8 — реки Тенке, Нелькоба, левобережье руч.Родионовского, между ручьями Сосед и Учугей, родионовская свита, нижняя часть верхней подсвиты, сборы А.Б.Бякова и И.Л.Ведерникова

точным определением таксономической принадлежности экземпляра и его положения в разрезе.

Интересно, что одна из самых первых описанных раковин пермских аммоирид на всем Северо-Востоке Азии происходит именно из Охотского региона (правобережье р.Иня), где в 1955 г. В.А.Серебряков обнаружил фрагмент крупного гониатита, который был описан в 1957 г. Ю.Н.Поповым как *Paragastrioceras subwandageense* sp. nov. [12]. Позднее В.Н.Андриановым [1, с.60] этот экземпляр был отнесен к *Metalegoceras* cf. *tschernyschewi* (Karpinsky). К сожалению, существенная противоречивость в определении гониатита и отсутствие информации о точной привязке образца не позволяют использовать его в биостратиграфических построениях. Не ясно и положение в разрезе экземпляра, обнаруженного Р.Б.Умитбаевым в нижней перми р.Нют и описанного Ю.Н.Поповым [13] как *Paragastrioceras jossae* (Verneuil). Согласно автору находки [17], данный экземпляр был встречен в нонкичанской свите, тогда как Ю.Н.Поповым [13] указывалось, что *P. jossae jossae* происходит из ингычанской свиты без объяснений причины изменения стратиграфической привязки. Несмотря на серьезные стратиграфические разночтения, сам гониатит имеет важное значение для биостратиграфии региона, поскольку представляет подвид с узким вертикальным распространением, ограниченным верхней частью артинского яруса (байгенджинский подъярус) [16]. Обсуждаемая форма может ассоциироваться с мысовским комплексом аммоирид эчийского горизонта Верхоянья, характеризующимся разнообразными представителями рода *Paragastrioceras* [19]. Однако не исключается также возможная принадлежность экземпляра к более поздним (кунгурским) парагастриоцерасам.



Остаются неясными стратиграфическое положение и наименование третьего раннепермского гониатита из бассейна р.Ини, определенного Ю.Н.Поповым как *Paragastrioceras* ex gr. *suessi* Karpinsky [17]. Этот экземпляр, обнаруженный Р.Б.Умитбаевым в средней части ингычанской свиты руч.Кенгдечан, вероятно, мог бы характеризовать наиболее низкие в Охотском регионе пермские слои с аммоидами. При этом следует отметить, что выделенный А.П.Карпинским артинский вид *Gastrioceras suessi* является типовым для рода *Uraloceras* [15] и в составе рода *Paragastrioceras* специалистами не рассматривается. Приведенное родовое определение образца сложно объяснить: возможно, что в то время род *Uraloceras* Ю.Н.Поповым не признавался. Сопутствующие охотскому «*P. Suessi*» брахиоподы были определены В.М.Заводовским как *Jakutoproductus cheraskovi* Kaschirzev, что вынуждает сомневаться в правильной диагностике или гониатита, или брахиопод, так как указанный вид якутопродуктусов имеет каменноугольный возраст. Приведенные данные свидетельствуют о том, что выяснение биостратиграфической последовательности и таксономической принадлежности раннепермских аммоирид Нютской зоны Охотского региона требует глубокой ревизии коллекций и послойного переизучения разрезов.

В алевролитах нижней части верхнеродионовской подсвиты верховьев р.Тенке (Аян-Юрхская зона) А.С.Бяковым и И.Л.Ведерниковым в 1986 г. были собраны аммоиидеи с пролеканитовой лопастью, предварительно определявшиеся как *Neouddenites*? sp. [4]. Выделение пролеканитов рода *Neouddenites* позволяло уверенно сопоставлять вмещающие их отложения с лоной *Megousia kuliki-Aphanaia andrianovi* халалинского горизонта Колымо-Омолонского региона [3], поскольку именно в этом биостратоне известны многочисленные неоуддениты.

Эти пролеканиты из родионовской свиты бассейна р.Тенке авторами были переизучены. Все шесть экземпляров коллекции представляют собой сильно деформированные обломки фрагмоконов с преимущественно выщелоченной поверхностью, что серьезно затрудняет диагностику раковин. В систематике пролеканитов важное значение имеет конфигурация вентральной и первой умбональной лопасти, а также разделяющего их седла. У большинства родионовских раковин вентральная часть разрушена (рис. 2, а, в—е, з) и только в одном экземпляре (см. рис. 2, б) удалось реконструировать внешний отрезок лопастной линии. Установлено, что боковая лопасть широкая двузубчатая (W-образная), она отделена от вентральной лопасти узким высоким седлом (см. рис. 2, ж), что указывает на принадлежность экземпляра к семейству Pronoritidae, а не Medlicottiidae, как считалось ранее [3]. Установленные взаимоотношения внешних и внутренних лопастей (см. рис. 2, и) характерны только для двух родов проноритид —

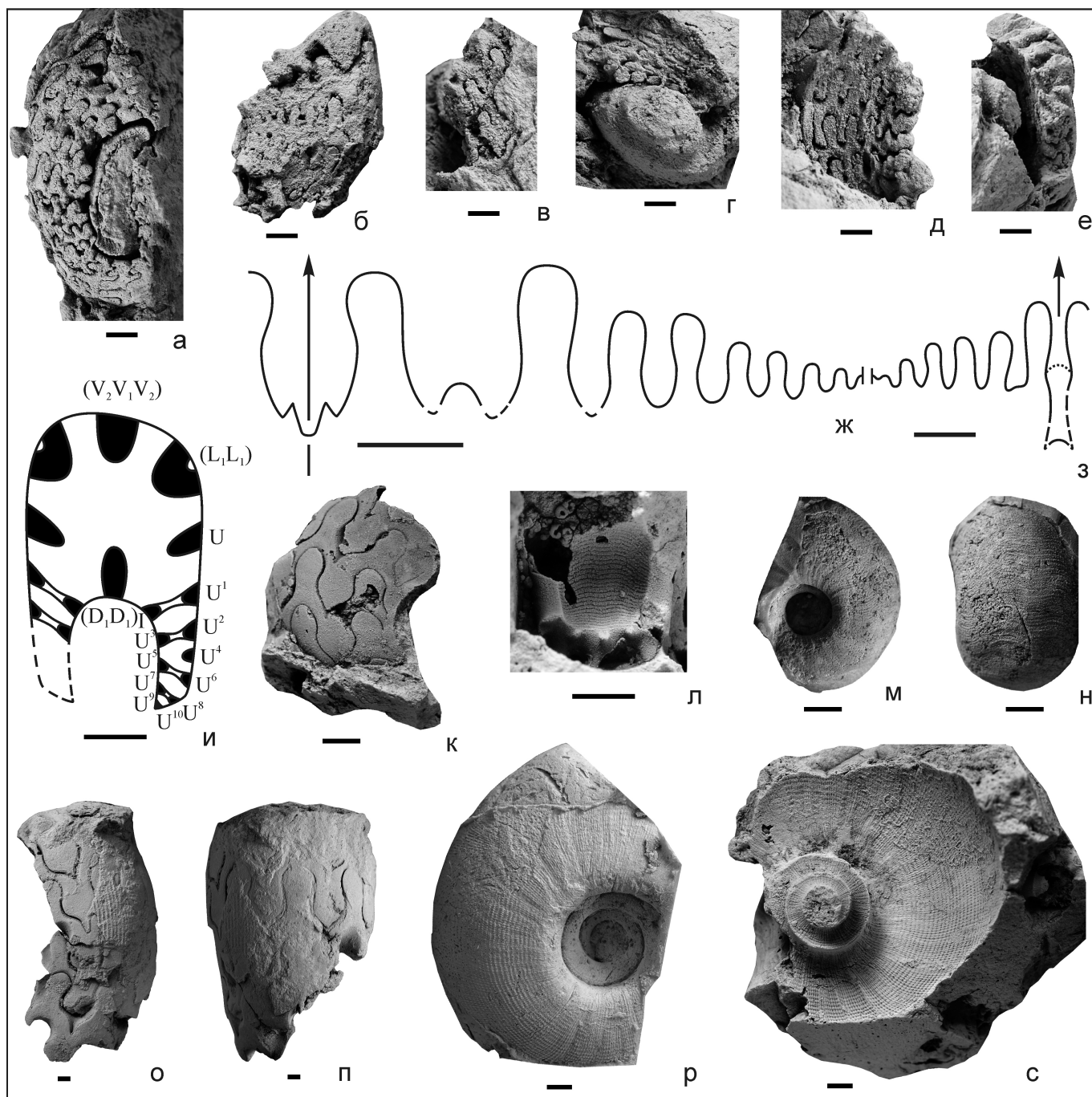


Рис. 2. Пермские аммоноидеи Хурэнской и Аян-Юряхской зон:

Neopronorites aff. *skvorzovi* (Tchernow): а — экз.175/200, сбоку, экз.175/200-2: б — сбоку, ж — наружная часть лопастной линии при $W = 5,3$ мм, $H = 9$ мм, и — перегородка, экз.175/200-4: в, г — сбоку, д — с дорсальной стороны, е — со стороны устья, з — внутренняя часть лопастной линии при $H = 11$ мм, местонахождение 8 (см. рис. 1), сборы А.С.Бякова и И.Л.Ведерникова, обр.224/АБ, 1986 г., вероятно, верхняя часть артинского яруса; *Pseudosverdrupites budnikovi* Kutugin: к — экз.175/100-5, сбоку, л — экз.175/100-4, с дорсальной стороны, экз.175/100-6, латексный слепок: м — сбоку, н — с вентральной стороны; *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev): экз.175/100-2: о — сбоку, п — с вентральной стороны, экз.175/100-3: р — латексный слепок, сбоку, с — отпечаток в породе, сбоку, местонахождение 4, сборы А.С.Бякова и И.Л.Ведерникова, обр.31/АБ, 1985 г., казанский ярус; длина всех линеек 2 мм; экземпляры хранятся в Геологическом музее ИГАБМ СО РАН (коллекция 175)

Metapronorites и *Neopronorites*, основные различия между которыми заключаются в форме дорсальной лопасти. Внутренняя часть лопастной линии изучена у экз. 175/200-4 (см. рис. 2, з). Несмотря на фрагментарную сохранность раковины, на внутренней стороне оборота заметно, что дорсальная лопасть является двузубчатой. Это позволяет уверенно относить родионовских проноритид к роду *Neopronorites*. Перегородка (см. рис. 2, и) характеризуется связанными внешними и внутренними лопастями: $U^1—I$, $U^2—U^3$, $U^6—U^5$, $U^8—U^7$, $U^{10}—U^9$ (согласно индексации лопастей, установленной Ю.Д.Захаровым [5]). Возле умбонального шва дорсальной стороны обломка другого экземпляра, представляющего более позднюю стадию онтогенеза, присутствует лопасть U^{11} . Форма перегородки практически идентична типичным представителям артинского вида *Neopronorites skvorzovi* (Tchernow) [16, рис. 10a], с которым авторы и связывают рассматриваемых аммоноидей. С другой стороны, особенности элементов лопастной линии, заключающиеся в простой форме оснований лопастей L и U (см. рис. 2, ж), сближают родионовских пролеканитов с более молодым видом *Neopronorites permicus* (Tchernow), известным в байгенджинском подъярусе артинского яруса и в основании кунгурского яруса. Это вынуждает рассматривать охотских аммоноидей из родионовской свиты в открытой номенклатуре (*N. aff. skvorzovi*). Установление точного возраста выделяемых в Аян-Юряхской зоне слоев с *N. aff. skvorzovi* и их положение в региональной шкале остаются проблематичными. На Южном Урале артинский вид *N. skvorzovi* обычно характеризует актастинский подъярус [16], тогда как в байгенджинском он встречается значительно реже. Исходя из этого слои с *N. aff. skvorzovi* относятся к артинскому ярусу и могут сопоставляться с какой-либо частью эчийского горизонта Верхоянья. Возможно появление неопроноритов в Аян-Юряхской зоне произошло в мысовское время, являющееся периодом максимального проникновения южноуральских форм аммоноидей в Верхояно-Охотские акватории [7]. Если такое предположение верно, то слои с *N. aff. skvorzovi* сопоставляются с верхней частью эчийского горизонта Верхоянья, объединяющей слои с *Eotumaroceras endybalense* и «хабахские» слои [8, 11]. Это подтверждается наличием в лопастной линии признаков более позднего (байгенджинского) вида *N. permicus*. С приведенным вариантом сопоставления также согласуется находка *N. aff. skvorzovi* в нижнехалджинской подсвите Орулганского хребта, относимой к верхней части эчийского горизонта [1, 14].

В Хурэнской зоне аммоноидеи присутствуют в верхней части среднебеглинской подсвиты верховьев р.Хурэн (см. рис. 1), где А.С.Бяков и И.Л.Ведерников собрали гониатиты *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev) и *Pseudosverdrupites budnikovi* Kutugin (см. рис. 2, к—с). Первый вид известен: в формации

Ассистенс Свердрупского бассейна Канадского Арктического Архипелага [20], в русско-омолонском горизонте Омолонского региона [18], в нижней части деленжинского горизонта Верхоянья [1], в средней части кочергинской свиты о.Новая Земля [2] и в казанском ярусе Волго-Уральского региона [10]. Вторым видом, вероятно, является региональным эндемиком, так как известен только в казанских отложениях Северо-Востока России. Он отличается от свердрупитов наличием вентрального синуса в поперечной скульптуре (см. рис. 2, л, н), более широкими оборотами и относительно узкими ветвями вентральной лопасти.

Ранее из местонахождения 4 (см. рис. 1) Ю.Н.Поповым [12] была описана небольшая раковина гониатита, отнесенная к *Spirolegoceras aff. harkeri* Ruzhencev. Этот экземпляр характеризуется необычно крупными для вида *S. harkeri* ветвями вентральной лопасти и мелкой боковой лопастью, что сближает его с более молодым видом *Sverdrupites baraiensis* Kutugin, известным в нижнеделенжинской подсвите р.Барайы (Западное Верхоянье) незначительно выше уровня основных находок *S. harkeri* [6]. Однако без переописания гониатитов коллекции Ю.Н.Попова авторы вынуждены предварительно рассматривать этот интересный экземпляр под названием *S. aff. harkeri*. Приведенный комплекс аммоноидей позволяет относить вмещающие отложения к слоям со *Sverdrupites harkeri*, ранее выделявшимся в Верхоянье [19] и Омолонском регионе [9].

В нижней подсвите пионерской свиты верхнего течения р.Тенке Аян-Юряхской зоны обнаружены единичные обломки гониатитов, отнесенных М.Ф.Богословской к *Sverdrupites* sp., которые, аналогично свердрупитовому уровню беглинской свиты Хурэнской подзоны, характеризуют слои со *Sverdrupites harkeri* казанского возраста.

Из изложенного следует, что в пермских отложениях Охотского региона в настоящее время возможно выделение двух аммоноидных уровней: слоев с *Neopronorites aff. skvorzovi* и слоев со *Sverdrupites harkeri*. Исходя из ранее установленной этапности расселения южноуральских аммоноидей в Верхояно-Охотских акваториях [19], появление пролеканитов *N. aff. skvorzovi* в Аян-Юряхской зоне связывается с периодом формирования мысовского комплекса аммоноидей, характеризующего верхнюю часть эчийского горизонта Верхоянья, что соответствует верхней части артинского яруса нижней перми. Второй уровень характеризует слои со *Sverdrupites harkeri*, относящиеся к казанскому (роудскому) ярусу средней перми, ранее выделявшиеся в нижней части деленжинского горизонта Верхоянья и в русско-омолонском горизонте Омолонского региона.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00520 и 14-05-00217.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
2. Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноидеи Новой Земли // Палеонтологический журнал. 1982. № 4. С. 58—67.
3. Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 47—71.
4. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990.
5. Захаров Ю.Д. Онтогенез пермских Pronoritidae и Medlicottiidae и проблема происхождения цератитов // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ, 1984. С. 23—40.
6. Кутыгин Р.В. Спиролегоцератиды (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтологический журнал. 1996. № 4. С. 16—23.
7. Кутыгин Р.В. Ареалы распространения пермских комплексов аммоноидей Верхоянья // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 75—81.
8. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66—71.
9. Кутыгин Р.В., Ганелин В.Г. Биостратиграфическое деление нижней и средней перми Колымо-Омолонского региона по аммоноидеям // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание. Сборник статей. — М.: ГИН РАН, 2013. С. 220—222.
10. Леонова Т.Б., Шиловский О.П. Развитие пермского семейства Spirolegoceratidae (Goniatitida, Ammonoidea) // Палеонтологический журнал. 2007. № 1. С. 27—36.
11. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 46—51.
12. Попов Ю.Н. Некоторые пермские пелециподы, гастроподы и аммониты Верхоянья // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. 1957. Вып. 1. С. 45—60.
13. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. — Л.: Недра, 1970. С. 113—140.
14. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
15. Руженцев В.Е. Палеонтологические заметки о каменноугольных и пермских аммонеех // Проблемы советской геологии. 1936. № 12. С. 1072—1088.
16. Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. II. Аммониты артинского яруса. — М.: Изд-во АН СССР, 1956.
17. Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1963. Вып. 2. С. 5—15.
18. Ganelin V.G., Biakov A.S. The Permian biostratigraphy of the Kolyma-Omolon region, Northeast Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 3—4. Pp. 225—234.
19. Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 3—4. Pp. 243—257.
20. Nassichuk W.W. Permian ammonoids from Devon and Melville Islands, Canadian Arctic Archipelago // Journal of Paleontology. 1970. Vol. 44. № 1. Pp. 77—97.

Проблема границы триаса—юры в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы

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

Изложены представления о положении границы триаса и юры внутри кыбыттыгасской свиты на различных уровнях в конкретных разрезах на основе палеонтологических данных. Приводится обоснование позднерэтского—раннесinemюрского (T_3r_2 — J_1s_1) возраста этой свиты.

Ключевые слова: платформа, краевой прогиб, структурно-фациальная зона, верхний триас, юра, комплекс, подкомплекс, серия, свита.

Гриненко Виталий Семенович, prokopiev@diamond.ysn.ru

The problem of Triassic—Jurassic boundary in the folded framing of the eastern Siberian platform

V.S.GRINENKO

The available paleontologic data permit determining the Triassic—Jurassic boundary at different levels of particular sections within the Kybyt—Tygas Formation. The Late Rhaetian—Early Sinemurian (T_3r_2 — J_1s_1) age of the formation is substantiated.

Key words: platform, foredeep, structural-facies zone, upper Triassic, Jurassic, complex, subcomplex, series, formation.

Сравнительный анализ результатов бурения глубоких скважин на нефть и газ в Западной Сибири и на востоке Сибирской платформы, а также средне- и мелкомасштабного геологического картирования и государственного картографирования зоны перехода «Сибирская платформа—Верхояно-Колымская складчатая область» [2, 3, 6, 10 и др.] показал, что юрские отложения, развитые в Сибири [11, 13 и др.], и верхнетриасовые—юрские в «зоне перехода» [17—19 и др.] представляют единый и самостоятельный этап осадконакопления. В этом, по возрасту объемном осадочном «природном резервуаре», содержатся высоколиквидные полезные ископаемые, такие как концентрированные углеводороды, каустобиолиты, фосфориты, железные руды, алмазы и благородные металлы, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням и фациальным обстановкам. Поэтому для оптимизации поисков минерального сырья необходимо постоянно совершенствовать стратиграфическую основу и палеогеографические реконструкции рассматриваемого интервала. При корреляции морских и континентальных отложений верхнего триаса—юры складчатого обрамления платформы используются региональные маркеры [13, 23, 25, 26]. Так, в Предверхоянской структурно-фациальной зоне верхнетриасовые—юрские морские и прибрежно-морские мелководные отложения повсеместно подстилаются континентальными породами муосучанской свиты [14]. Для свиты характерным является ярко выраженный несогласный

контакт с подстилающими и перекрывающими геологическими телами; присутствие мощных белых кварцитовидных грубослоистых, нередко с отпечатками флоры, континентальных песчаников (аналоги которых в более «древних» или, в более «молодых» частях разреза верхоянского терригенного комплекса, отсутствуют). В свите отмечается большое количество прослоев и линз грубообломочных пород: гравелитов и конгломератов с галькой преимущественно кварцевого состава. Выше муосучанской свиты устанавливаются верхнетриасовые—юрские морские и прибрежно-морские мелководные отложения, относящиеся к кыбыттыгасской свите (см. рисунок). Еще выше согласно залегает толща нижнего лейаса (осадки прибрежно-морские и континентального генезиса, которые на юге прогиба в Алданской ветви представлены элюндженской, а к северу от нее уже в Ленской ветви — иркинской свитами) [24].

Проблема границы триаса—юры на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении, также как и проблема корреляции верхнетриасовых—юрских отложений в Вилуйской синеклизе, во внутренней зоне Предверхоянского краевого прогиба, в пределах западных крыльев Хараулахского, Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинорий, в Сартангском мегасинклинии и в Адычанской антиклинальной зоне (Верхоянский складчато-надвиговый пояс) вновь приобрела актуальность в связи с проведением на Северо-Востоке Российской Федерации работ по государственному картографированию и последую-

щему изданию мелкомасштабных карт нового поколения. В процессе этих работ в пределах зоны перехода «Сибирская платформа—Верхояно-Колымская складчатая область» было установлено [4, 5], что выходы маркирующего горизонта кварцитовидных песчаников верхнетриасовой муосучанской свиты, по кровле которых на Китчанском поднятии ранее проводилась граница между триасом и юрой [15, 16 и др.], достаточно уверенно распознаются и картируются только в бассейнах междуречья Дянышка, Лемписке и Белянка. На большей же части внутренней зоны Ленской и Алданской ветвей Предверхоянского краевого прогиба этот региональный маркер, в виду существенных фациальных замещений по латерали и в вертикальном разрезе, чаще отсутствует (данные бурения), или его аналоги в обнажениях устанавливаются с трудом.

В отличие от разрезов восточной части платформы (Вилуйская синеклиза, Алданская антеклиза), в которых граница триаса и юры проводится по подошве моторчунской, кызылсырской или укугутской свит [25, 26 и др.], во внутренней зоне краевого прогиба пограничные триасово-юрские отложения образуют единый литостратон — кыбыттыгасскую свиту [7, 8 и др.], которая была выделена В.П.Семеновым (ЯГУ) в бассейне р.Нуора и первоначально относилась к верхнему триасу на основании находки «выше кровли муосучанской свиты в алевролитах (руч.Кыбыттыгас)» нескольких экземпляров мелких раковин двустворчатых моллюсков *Nucula* cf. *strigillata* Goldf. [20, с.37]. По мнению В.П.Семенова нижний лейас в рассматриваемом районе залегает на размытой поверхности кыбыттыгасской свиты или нижележащих отложений. При проведении ГГС-200 и подготовке листов к изданию (поколение первое) в пределах Китчанского поднятия границу триаса—юры проводили так же по кровле кыбыттыгасской свиты (А.Н.Гома и др., 1982, лист Q-52-XXXIII, XXXIV).

Кыбыттыгасская свита изучалась на протяжении 50 лет в различных районах Предверхоянской структурно-фациальной зоны в ходе геологосъемочных и тематических работ, но ее возраст дискутируется и в настоящее время. В 1964 г. Р.А.Биджиевым (ВАГТ) в породах, отнесенных к геттангу—синемюру, мощ-

ность которых была установлена «изменчивой» на реках Бегидян (180—280 м), Кучу (190—200 м), Кюндюдей (230—240 м), и залегающих с размывом на грубозернистых, грубообломочных и кварцитовидных песчаниках верхнего триаса, были найдены и определены: *Otapiria limaeformis*, *Otapiria* sp., *Cardinia* aff. *copides*, *Crenatula* sp. ind., *Myophoria* sp., *Mytilus* cf. *scalprum*. Обычно фауна «отапирий» располагается в верхней части и кровле описанной толщи геттанга—синемюра, а остальные двустворки были найдены в нижней ее половине. В 1976 г. В.Н.Зинченко (ВНИГРИ) по р.Тарыннах (бассейн р.Бегидян, Ундюлюнгское поднятие) собрал отпечатки триасовых двустворок выше песчаников хедаличенской свиты. Здесь, в пачке песчаников (мощность 40 м), в 5 и 15 м от их подошвы найдены и определены двустворки: *Cardinia* sp. и *Palaeopharus* sp. (соответственно), а у кровли — *Piarorhynchia* sp., *Tosapekten* ex gr. *hiemalis* (Tell.), *Kolymonectes* sp., *Modiolus* ex gr. *minutus* (Goldf.), *Anodontopora* cf. *subangulata* Kipar., *Bureiamya* cf. *dubia* Polub., *Ochotomya* cf. *annandykanensis* (Tuchk). Выше песчаников, в пачке алевролитов (мощность 35 м), в 7—10 м от их кровли обнаружены *Tosapekten hiemalis* (Tell.) и *Bureiamina* cf. *voronetzae* Polub. Юрские моллюски найдены в кровле 40-метровой пачки, включающей в своей подошве песчаники (мощность 16 м) и в кровле алевролиты (мощность 24 м). В алевролитах, среди двустворок определены уже юрские формы *Pseudomytiloides* cf. *sinuosus* Polub. и *Kolymonectes* ex gr. *staeschei* Polub. Находка *Pseudomytiloides* cf. *sinuosus* Polub. также повторена и в выше залегающей пачке алевролитов (мощность 17 м) [1, с.668]. На р.Лемписке (Китчанское поднятие) Ю.Л.Сластеновым (ЯГУ) в 1977—1978 гг. в нижней части разреза кыбыттыгасской свиты, в толще тонкого переслаивания песчаников и алевролитов были собраны и определены Ю.С.Репиным (ВНИГРИ) и И.В.Полуботко (ВСЕГЕИ) верхнетриасовые двустворки *Tancredia* cf. *tuchkovi* Kipar. и *Neoschisodus rotundus* (Alberti). Кроме этого, здесь же в разрезе свиты в слоях, залегающих в 50 метрах выше кровли муосучанской свиты, обнаружены

Местоположение и корреляция изученных разрезов верхнетриасовых—юрских отложений Бегиджанского и Китчанского районов Предверхоянской структурно-фациальной зоны, масштаб 1: 10 000:

внемасштабные прослои: 1 — угли, 2 — аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — алевролиты крупнозернистые, 5 — песчаники мелкозернистые; 6 — песчаники: а — средне- и крупнозернистые, б — кварцитовидные; 7 — обломки древесины, растительные остатки, флора; 8 — мелкая рассеянная галька; 9 — конгломераты: а — линзы, б — тонкие, внемасштабные прослои; 10 — фауна; 11 — стратиграфический перерыв; 12 — линии корреляции между: а — свитами и б — сериями; 13 — тектонический контакт; свиты: Т₃—J₁kb — кыбыттыгасская, J₁ir — иркинская, J₁nk — нёкунская, J₁ol — ольченская, J₁sg — сугуланская, J₁nm — намыкытская, J₁el — элюндженская, J₁su — сынчинская, J₂es — эсэлекская, J₂hr — хорогская, J₂nl — нюлькючанская, J₂iv — иванчанская, J₂nl — наледная, J₂nv — нижневилуйская, J₂—3ds — джаскойская, J₃mr — марыкчанская; местоположение разрезов: 1 — бассейн р.Кучу, 2 — бассейн р.Кюндюдей, 3 — бассейн р.Лемписке, устье р.Телгер-Юрях

Plarorhynchia sp. В 1978 г. Ю.Л.Сластенов собрал комплекс верхнетриасовых моллюсков в 30 м выше кровли кварцевых песчаников в разрезе по р.Дянышка. В него входили двустворки *Tosapecten efimovae* Polub., *Neoschizodus rotundus* (Alberti), *N. cf. laevigatus* (Zieten). Здесь же, в 60-ти метрах выше кровли, обнаружены *Parallelodon* sp. (*P. aff. subnavicellus* Hayami), *Tancredia tuchkovi* Kipar. Выше по разрезу на р.Дянышка, в 70 метрах от кровли кварцитовидных песчаников, расположены юрские двустворки — *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polubotko (определение И.В.Полуботко).

В этом же 1978 г., но уже по р.Кюндюдей, Ю.Л.Сластеновым в кровле 9-метровой пачки песчаников, залегающих непосредственно на размытой поверхности муосучанской свиты, собраны многочисленные ядра мелких «*Mytilus*», а в основании этой пачки переслаивания обнаружены *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Neoschizodus* ex gr. *laevigatus* (Zieten), *Parallelodon* sp., *Faleimytilus* sp., *Pseudomytiloides* sp., совместно с остатками морских лилий и звезд. Верхнетриасовые двустворки *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Parallelodon* sp. были собраны в 1979—1981 гг. Ю.Л.Сластеновым по руч.Елунджен (бассейн р.Тумара), в основании кыбыттыгасской свиты, в пачке переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников. В 1982 г. в бассейне р.Беянка мощность кыбыттыгасской свиты была оценена А.Н.Гомой (ГФЭ № 6) в 150 м и свита полностью соответствовала объему рэта в опубликованной в 1986 г. схеме корреляции разрезов. По данным ГТС-200 (издание первое) свита с размывом залегает на верхнетриасовой муосучанской свите и перекрыта также с размывом нижнеюрской, амбарюлегирской свитой [21, 22]. В нижней ее части были собраны брахиоподы плохой сохранности, в верхней половине разреза, в 90 м от подошвы свиты — отпечатки *Tancredia* sp. indet. (*Tancredia tuchkovi* Kipar.) и *Pleuromya* sp. ind. (по определению А.Н.Трущелева (ЦКТЭ) норийско-рэтского возраста). Выше них, в интервале 110—125 м от подошвы свиты, были обнаружены брахиоподы, близкие к видам *Plarorhynchia formalis* Dagis, *P. diva* Dagis (по определению А.С.Дагиса, (ИГиГ СО АН СССР), скорее всего, верхнетриасового возраста). Еще выше по разрезу, но уже в подошве нижнеюрской амбарюлегирской свиты [22] были найдены нижнеюрские двустворки *Harpax laevigatus* (Orb.), диагностированные верхним плинсбахом (то есть место находки расположено выше кровли кварцитовидных песчаников верхнего триаса по мощности разреза в 160 м от подошвы кыбыттыгасской свиты).

В связи с изложенным, вызывает интерес изменение (с севера на юг Предверхоанского прогиба) мощности кыбыттыгасской свиты: до 260—280 м на севере прогиба (бассейны рек Менгкере, Бегидян, Ундюлюнг, Дянышка и Лемписке), близко к 150 м в центральной части (в бассейны рек Беянка, Тумара) и до 200 м на юге

прогиба (бассейны рек Байбыкан, Келе, Западная Градыга). Следует также отметить различное положение в разрезе находок *Tosapecten efimovae* Polub. (определение А.М.Трущелева, ГУП «ЦПСЭ»), в разные годы обнаруженных в ходе тематических работ В.Б.Петровым и В.С.Гриненко (ГУП «ЦПСЭ») на Ундюлюнском (бассейн р.Ундюлюнг, в 6 м от подошвы свиты) и Китчанском (бассейн р.Лемписке, в 33 м от подошвы свиты) поднятиях [6—10].

Учитывая факт появления *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub. (определение И.В.Полуботко) на уровне 70 м от подошвы кыбыттыгасской свиты на р.Дянышка и принимая во внимание находки двустворок зоны *Tosapecten efimovae* (определение А.М.Трущелева) в более низких слоях на реках Лемписке и Ундюлюнг, существуют веские основания проводить границу триаса—юры не в кровле, а внутри кыбыттыгасской свиты. Причем в отдельных разрезах эта граница расположена на разных стратиграфических уровнях [12]. Таким образом, возраст свиты должен был обозначаться в схеме триаса [19] как поздний рэт—ранний синемюр (T_3r_2 — J_1s_1). Именно в таком возрастном диапазоне стратон фигурирует в легендах нового поколения: Верхоянской серии листов Госгеолкарты-200/2 (новая серия), утвержденной НРС «Роснедра» при ВСЕГЕИ в 1999 г., в Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (издание третье), утвержденной НРС «Роснедра» при ВСЕГЕИ в 2002 г. и в стратиграфической схеме Восточной Якутии [14]. Поскольку положение границы триаса—юры в конкретных разрезах остается невыясненным, необходимо проведение детальных дополнительных исследований с использованием материалов [24], в первую очередь, в стратотипической местности кыбыттыгасской свиты (Китчанский район Предверхоанской структурно-фациальной зоны, по работам [5, 9, 14]).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вавилов М.Н., Зинченко В.Н., Кирина Т.И. О положении границы между триасом и юрой в Западном Верхоянье // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 3. С. 667—670.
2. Гриненко В.С., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Верхнеиндигирский блок. Листы: Q-53-А,Б; Q-53-В,Г; Q-54-А,Б; Q-54-В,Г; Q-55-А,Б; Q-55-В,Г. —С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
3. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы: P-51-А,Б; P-51-В,Г; P-52-А,Б; P-52-В,Г. —С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология. № 5. 2008. С. 72—78.
5. Гриненко В.С., Князев В.Г. Юрская система // Государственная геологическая карта Российской Федерации.

- Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 «Верхоянские цепи». Объяснительная записка. —С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. С. 62–82.
6. *Гриненко В.С., Трущелев А.М., Сметанникова Л.И.* Геологическая карта. Q-52 (Верхоянские цепи). Верхояно-Колымская серия // Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). —С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008.
 7. *Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П.* Новые данные о стратиграфии верхнетриасовых-юрских отложений, перспективных на алмазы районов Сибирской платформы // Наука и образование. 2009. № 4 (56). С. 21—30.
 8. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Лаптевский подкомплекс (T_3T_2 — J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. № 4 (68), 2012. С. 13—18.
 9. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Проблемы стратиграфии верхнего триаса—юры Предверхоянской структурно-фациальной зоны // Отечественная геология. № 5. 2013. С. 41—45.
 10. *Гриненко В.С., Юганова Л.А., Трущелев А.М.* Геологическая карта. R-51 (Джарджан). Анабаро-Вилуйская серия // Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). —С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.
 11. *Гурари Ф.Г., Будников И.В., Девятков В.П.* Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. —Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 60—75.
 12. *Девятков В.П., Трущелев А.М., Гриненко В.С.* Стратиграфия триасовых отложений Верхоянской фациальной области (Центральная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 2 (10). С. 24—37.
 13. *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927—956.
 14. *Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П.* Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. № 4. 2002. С. 73—80.
 15. *Лейпциг А.В., Клыжко Л.Ф., Хобот М.Р.* К стратиграфии нижнеюрских отложений Западного Верхоянья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 4. —Якутск: Якутское книжное изд-во, 1961. С. 79—81.
 16. *Разгонов О.П.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна верховий рек Леписке и Белянка // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. IX. —М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 98—106.
 17. *Репин Ю.С.* Юкагирский этап (поздний триас—ранняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Востока Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук в форме науч. докл. —С-Пб, 1997.
 18. *Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР.* —Магадан, 1978.
 19. *Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002)* / Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
 20. *Семенов В.П.* К стратиграфии и литологии верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья // Тр. X науч. конф. инженерно-технического ф-та ЯГУ. —Якутск: Изд-во ЯГУ, 1970. С. 24—39.
 21. *Сластенов Ю.Л., Головин С.В., Алексеев Н.Н.* Новые данные по стратиграфии верхнего триаса Приверхоянского прогиба // БНТИ ЯФ СО АН СССР. Геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1978. С. 6—10.
 22. *Сластенов Ю.Л., Гома А.Н., Урзов А.С.* Стратиграфия юрских отложений Западного Приверхоянья // Советская геология. 1986. № 6. С. 53—62.
 23. *Сластенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Прокопьев А.В.* Стратиграфия верхнего триаса, нижней и средней юры бассейна р.Байбыкан (Предверхоянский прогиб) // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии / Сб. науч. трудов. —Якутск: Изд-во ЯГУ, 1991. С. 65—73.
 24. *Сластенов Ю.Л., Гриненко В.С., Зинченко В.Н.* Новые данные по стратиграфии триаса и юры Приверхоянского прогиба // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии / Сб. науч. статей. —Якутск: Изд-во ЯГУ, 1992. С. 3—23.
 25. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. —Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.
 26. *Шурыгин Б.Л., Девятков В.П., Захаров В.А.* Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии / Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1. —Якутск: Изд-во Якутского филиала СО РАН, 2001. С. 112—139.

Литохимия среднеюрско-нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоянского прогиба

Д.А.ВАСИЛЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д.39); В.Б.ЕРШОВА (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования Санкт-Петербургский государственный университет; 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7/9)

Установлены литохимические особенности среднеюрско-нижнемеловых отложений западного крыла северной части Приверхоянского прогиба (р.Лена, район пос.Жиганск), позволяющие предположить, что в процессе их накопления происходил привнос пирокластического материала кислого состава с вулканических дуг, располагавшихся вдоль восточной периферии Сибирского континента.

Ключевые слова: Приверхоянский краевой прогиб, литохимия, петрохимические модули, псаммиты, алевролиты, пелиты, осадочные породы.

Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru

Ивенсен Галина Владимировна, g.v.ivenсен@mail.ru

Ершова Виктория Бэртовна, v.ershova@spbu.ru

Lithochemistry middle Jurassic-lower Cretaceous terrigenous rocks of the Northern part Priverkhoyansk foreland basin (Zhigansk region Yakutia)

D.A.VASILIEV, G.V.IVENSEN, V.B.ERSHOVA

Installed lithochemistry features evaluation in middle Jurassic-lower Cretaceous deposits of the West limb of the Northern part Priverkhoyansk foreland basin (r.Lena, district p.Zhigansk), allows to assume their volcanogenic-sedimentary origin. Probably, in the process of accumulation middle Jurassic-early Cretaceous sediments Priverkhoyansk basin was associated with pyroclastic material acid composition of volcanic arcs, situated along the Eastern periphery of the Siberian continent.

Key words: Priverkhoyansk foreland basin, lithogeochemistry, petrochemical modulus, psammite, aleurolite, pelite, sedimentary rocks.

Район исследований прослежен узкой полосой вдоль р.Лена от пос.Жиганск до устья р.Кыстатыам (рис. 1). В тектоническом отношении район расположен на западном крыле северной части Приверхоянского прогиба, который отделяет Сибирскую платформу от Орулганского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [4]. Здесь обнажаются терригенные породы средней, верхней юры и нижнего мела (рис. 2) [2]. Авторы данной публикации опробовали отложения байос-батского яруса (средняя юра), джаской (средняя-верхняя юра), сытогинской (верхняя юра) и ынгырской (нижний мел) свит с целью установления их геохимической специализации. Байос-батские отложения (J₂bj-bt) детально изучены вдоль р.Лена на мысах Кыстатыам и Хоруонга и представлены: внизу разреза — песками уплотненными, алевролитами и глинами с пластами песчаников и цепочками галек, в середине — алевролитами и глинами с подчиненными пластами, стяжениями и линзами песков, песчаников и известняков, вверху — песками уплотненными линзами и стяжениями песчаников. Джаскойская свита (J₂₋₃dz) обнажена по левому берегу р.Лена на мысе Джаской и в береговых обрывах р.Нуорда. Дан-

ная свита залегает на байос-батских отложениях местами с признаками перерыва в осадконакоплении [2]. Свита представлена песками косослоистыми, алевролитами и глинами с пластами углей и стяжениями песчаников. Сытогинская свита (J_{3st}) залегает на угленосных отложениях джаской свиты с крупным стратиграфическим перерывом [2]. Она прекрасно обнажена на левом берегу р.Лена между мысами Джаской и Чоноко, на мысу Порог и у пос.Жиганск. Свита сложена песками уплотненными со стяжениями песчаников, алевролиты, в основании — зеленые пески и галечники. Ынгырская свита (K_{1yn}) обнажена в береговых обрывах р.Лена, на мысах Чоноко, Порог и Мавра. Ее разрозненные выходы имеются по р.Нуорда и др. С нижележащими отложениями свита связана постепенным переходом; лишь на отдельных участках на границе слабо улавливаются внутриформационные размывы. Подошва свиты условно проводится по нижнему пласту угля. В целом ынгырская свита представлена переслаивающимися косослоистыми песками и алевролитами с пластами углей и стяжениями песчаников [2].

Методы исследований. С целью определения петрохимических особенностей пород, а также выясне-

ния их генезиса и реконструкции источников поступления материала в бассейн седиментации были проведены литохимические исследования по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [6]. Для классификации осадочных пород предлагается использовать гидролизатный модуль (ГМ), предназначенный для количественной оценки двух важнейших гипергенных процессов — выщелачивания и гидролиза. По значению ГМ все терригенные породы подразделяются на силиты, сиалиты и гидролизаты [6]. В силу особого

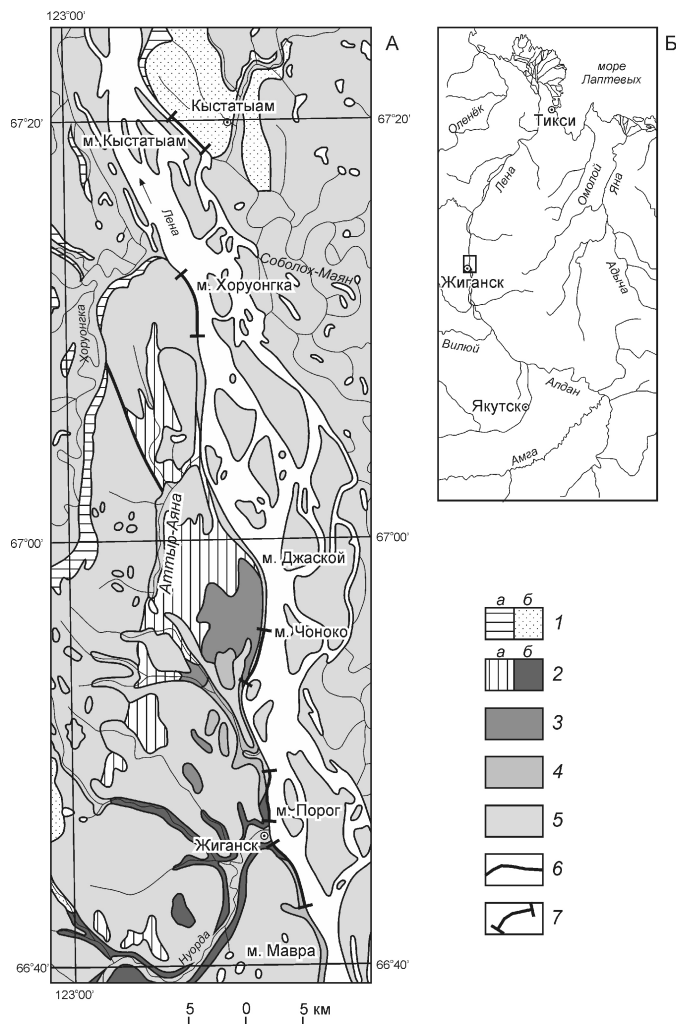


Рис. 1. Схематическая геологическая карта обнажений левого берега р. Лена, западная граница северной части Приверхоанского краевого прогиба (А) (В.С.Прокопьев и др., 1999, с упрощениями) и расположение ее на обзорной карте северной Якутии (Б):

отложения: 1 — средняя юра, J_2 : а — верхний подъярус ааленского яруса, J_2a_2 , б — байос-батский ярус, J_2bj-bt , 2 — средняя—верхняя юра: а — джаскойская свита, J_2-3dz , б — джаскойская и сытогинская нерасчлененные свиты, $J_2-3dz st$, 3 — сытогинская свита, верхняя юра, J_3st , 4 — ынгырская свита, нижний мел, K_1yn , 5 — неоген-четвертичные, Q; 6 — разломы неопределенной кинематики; 7 — исследуемые разрезы

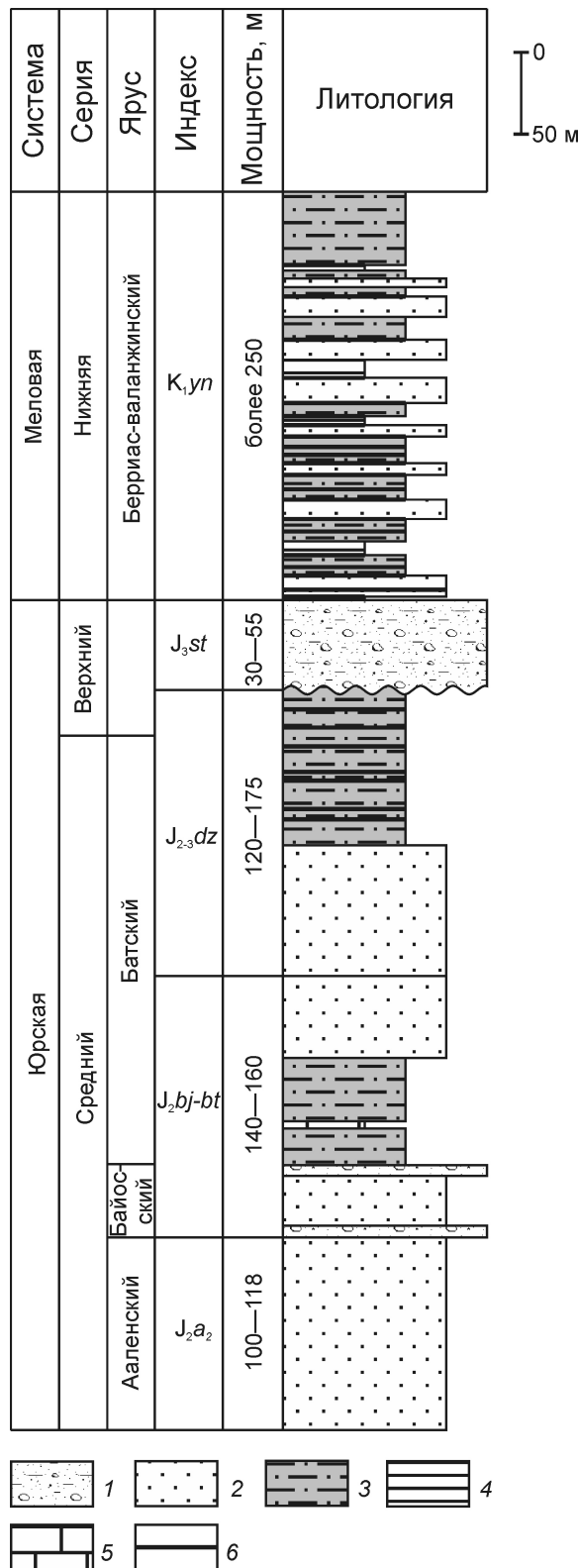


Рис. 2. Упрощенная геологическая колонка среднеюрско-нижнемеловых пород Жиганской площади северной части Приверхоанского прогиба [1]:

1 — пески уплотненные, алевролиты с пластами и стяжениями песчаников и цепочками галек; 2 — пески уплотненные с линзами и стяжениями песчаников; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — стяжение и линзы известняков; 6 — пласты углей

положения сиаллитов, как пород наиболее распространенных, градация их по железистости, глиноземистости, титанистости, щелочности и фемичности представляет своего рода «стандарт», на который можно ориентироваться при характеристике и других типов пород [6].

Результаты исследований. Химический анализ всех проб показал что, они не отличаются по своему составу от свиты к свите (таблицы 1 и 2), поэтому классификация дана обобщенная для всех образцов. Миосилиты на исследуемой территории представлены псаммитами и алевролитами. Псаммиты имеют очень выдержанный, однотипный состав и наиболее широко распространены в изученных разрезах (см. табл. 1). Они характеризуются высокими содержаниями SiO_2 64,83—72,31 и $\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O}$ 6,92—7,98%, а также низкими содержаниями всех остальных элементов (рис. 3, А). Высокая щелочность не характерна для терригенных толщ [6], в то время как петрогенные и пирогенные породы часто аттестуются как щелочные силиты ($\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O}$ 5%). Псаммитовые миосилиты имеют повышенные значения алюмокремниевых (АМ), щелочного (ЩМ), нормальные — фемического (ФМ), титанового (ТМ), нормированной щелочности (НКМ), железного (ЖМ) петрохимических модулей. Следует отметить, что значения ТМ и ЖМ соответствуют нижнему пределу нормы, а НКМ — верхнему (здесь и далее имеются в виду нормы сиаллитового «стандарта» [6]) (см. табл. 1). Алевролиты по химическому составу похожи на псаммиты (см. табл. 1 и рис. 3, А).

Сиаллиты представлены псаммитами, алевролитами и пелитами. Псаммитовые сиаллиты отличаются от миосилитов слегка пониженным содержанием SiO_2 60,69—66,15 и $\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O}$ 6,70—7,11% (см. табл. 1). Они по значению гидролизатного модуля аттестуются как нормо- и гипосиаллиты, по высокой щелочности ($\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O}$ 5%) — щелочными сиаллитами (см. рис. 3, А). Щелочные разновидности сиаллитов могут оказаться или породами пирогенными — туффондами, или, в случае их ассоциации со щелочными гидролизатами, дериватами коры выветривания [6]. В изученных разрезах гидролизаты обнаружены не были. Модули псаммитов имеют нормальные значения АМ, ФМ, ТМ и ЖМ, повышенные — ЩМ, НКМ (см. табл. 1). Для ТМ и ЖМ характерен нижний предел нормы. Основным отличием алевролитов является преобладание K_2O на 0,04—0,99% в сумме щелочей 6,17—7,43%, из 11-ти образцов только в двух Na_2O на 0,13—1,08% больше K_2O (см. рис. 3, А). Все эти изменения в химическом составе фиксируются петрохимическими модулями, для которых установлены нормальные значения АМ, ТМ, ФМ, ЖМ и ЩМ и повышенные — НКМ. Следует отметить, что для ЩМ характерен верхний предел нормы, для ТМ, ЖМ и ФМ — нижний (см. табл. 1). Пелиты по своему составу близки алевролитовым сиалли-

там (см. рис. 3, А). По значению гидролизатного модуля образцы подразделяются на нормосиаллиты и лишь один является гипосиаллитом. Содержание в пелитах (в %): SiO_2 57,42—61,74; Al_2O_3 15,35—17,93; $\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O}$ 5,14—7,48 (см. табл. 1); отмечено преобладание K_2O в сумме щелочей. Только в одном образце из девяти наблюдается преобладание Na_2O на 0,40%. Пелитовые сиаллиты имеют нормальные значения АМ, ТМ, ФМ, ЩМ и ЖМ и повышенное — НКМ (см. табл. 1). Для железного модуля характерен нижний предел нормы, а для щелочного — верхний.

Алкалииты встречаются в отложениях джаскойской и сытогинской свит (средняя-верхняя юра) и представлены псаммитами, выделяется по аномально высокой сумме щелочей 8,00—8,63% (см. табл. 1 и рис. 3, А). К алкалитам относятся не очень распространенные, но зато весьма специфичные седиментиты с совершенно определенной генетической нагрузкой, например, щелочные туфы и продукты их перерождения в эпигенезе [6]. По содержанию Na_2O 4,18—4,66 и K_2O 3,53—4,42% при ГМ 0,24—0,29 (миосилит) исследуемые образцы относятся к классу полевошпатовых алкалитов. Они характеризуются пониженным значением ФМ, нормальным — АМ, ТМ, НКМ и ЖМ и повышенным — ЩМ (см. табл. 1). Железный и титановый петрохимические модули имеют значения нижнего предела нормы для алкалитового типа пород.

Во всех описанных образцах от псаммитовых алкалитов, псаммитовых и алевролитовых миосилитов к псаммитовым, алевролитовым и пелитовым сиаллитам наблюдается постепенное снижение содержания SiO_2 , Na_2O и суммы щелочей при увеличении Al_2O_3 и неизменном K_2O и увеличение значений гидролизатного модуля. Также все псаммиты имеют НМ 0,20, что свойственно только грауваккам [5]. В сумме щелочей в 29 образцах наблюдается преобладание Na_2O на 0,01—1,27%, в 10 образцах незначительно (0,03—0,41%) преобладает K_2O . Согласно классификационной диаграмме Ф.Петтиджона для псаммитов, фигуративные точки исследуемых образцов благодаря низкому соотношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и высокому $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ попадают в поле граувакков, что позволяет относить их к граувакковому типу псаммитов (см. рис. 3, Б) [3].

Также на территории встречаются псевдоосадочные образования (см. табл. 2 и рис. 3, А). Это алевроитовые и пелитовые псевдосиаллиты, отобранные в отложениях байос-бата (средняя юра) и ынгырской свиты (нижний мел), с содержанием MgO 3%. Выделение этих магнезиальных пород имеет исключительно важное диагностическое значение. Среди нормальных осадочных пород таких составов, как правило, не встречается. Псевдосиаллиты отличаются от обычных сиаллитов, такой же зернистости, только содержанием MgO 3,13—4,04 против 1,01—2,94%, соответственно (см. таблицы 1 и 2). В остальном это

1. Химический состав (в %) и петрохимические модули терригенных пород Приверхоянского прогиба

Компоненты	Псаммитовые			Алевролитовые		Пелитовые сиаллиты (n 9)
	Алкалиты (n 6)	Миосилиты (n 28)	Сиаллиты (n 5)	Миосилиты (n 2)	Сиаллиты (n 11)	
SiO ₂	69,58 (68,13—71,00)	68,40 (64,83—72,31)	63,08 (60,69—66,15)	66,85 (66,66—67,04)	62,18 (57,89—65,90)	60,09 (57,42—61,74)
TiO ₂	0,38 (0,21—0,66)	0,55 (0,29—0,93)	0,65 (0,51—0,77)	0,63 (0,55—0,71)	0,70 (0,47—0,83)	0,76 (0,64—0,90)
Al ₂ O ₃	15,81 (14,83—16,88)	14,85 (14,10—16,06)	15,19 (14,35—16,79)	15,33 (15,11—15,54)	15,77 (14,33—16,59)	16,48 (15,35—17,93)
Fe ₂ O ₃	0,22 (0,00—0,39)	0,80 (0,00—2,06)	1,41 (0,33—1,99)	0,86 (0,42—1,30)	1,48 (0,00—3,17)	1,80 (1,06—3,01)
FeO	1,95 (1,57—2,53)	2,37 (0,85—3,18)	4,24 (3,31—5,02)	2,43 (2,31—2,55)	3,94 (1,88—6,67)	4,27 (2,92—6,67)
MnO	0,04 (0,03—0,05)	0,05 (0,02—0,08)	0,09 (0,08—0,10)	0,06 (0,06)	0,07 (0,04—0,12)	0,12 (0,05—0,32)
MgO	0,68 (0,50—0,99)	0,98 (0,12—1,63)	1,96 (1,17—2,50)	1,56 (1,43—1,69)	2,11 (1,01—2,94)	2,64 (2,25—2,92)
CaO	2,05 (1,66—2,42)	2,38 (1,38—3,86)	2,20 (1,85—2,75)	2,03 (1,75—2,30)	1,90 (1,50—2,43)	1,86 (1,36—2,25)
Na ₂ O	4,39 (4,18—4,66)	3,90 (3,37—4,48)	3,47 (3,27—3,65)	3,66 (3,55—3,77)	3,40 (3,01—4,18)	2,96 (2,32—3,32)
K ₂ O	3,78 (3,44—4,42)	3,53 (2,90—4,06)	3,44 (3,05—3,71)	3,78 (3,62—3,93)	3,70 (3,02—4,09)	3,78 (2,37—4,18)
П.П.П.	0,97 (0,67—1,28)	1,46 (0,43—2,91)	3,01 (2,13—4,85)	1,81 (1,63—1,99)	3,75 (2,27—7,76)	4,31 (3,29—6,35)
P ₂ O ₅	0,15 (0,11—0,20)	0,21 (0,10—0,39)	0,23 (0,17—0,28)	0,27 (0,26—0,27)	0,21 (0,15—0,27)	0,24 (0,19—0,32)
CO ₂	0,00	0,44 (0,00—1,61)	0,98 (0,00—1,81)	0,69 (0,00—1,38)	0,74 (0,00—2,23)	0,66 (0,00—2,14)
S	0,02 (0,00—0,06)	0,08 (0,00—0,45)	0,12 (0,11—0,13)	0,00	0,14 (0,07—0,22)	0,04 (0,00—0,08)
Сумма	100,02 (99,75—100,32)	99,98 (99,00—100,67)	100,01 (99,76—100,32)	99,94 (99,54—100,34)	100,01 (99,54—100,36)	99,98 (99,65—100,40)
Na ₂ O K ₂ O	8,17 (8,00—8,63)	7,43 (6,92—7,98)	6,91 (6,70—7,11)	7,44 (7,39—7,48)	7,10 (6,17—7,43)	6,74 (5,14—7,48)
ГМ	0,26 (0,24—0,29)	0,27 (0,23—0,30)	0,34 (0,31—0,38)	0,29	0,36 (0,31—0,44)	0,39 (0,35—0,43)
АМ	0,23 (0,21—0,25)	0,22 (0,19—0,23)	0,24 (0,22—0,28)	0,23	0,25 (0,22—0,28)	0,27 (0,26—0,30)
ФМ	0,04 (0,03—0,05)	0,06 (0,02—0,09)	0,12 (0,10—0,15)	0,07 (0,07—0,08)	0,12 (0,08—0,20)	0,15 (0,12—0,19)
ТМ	0,024 (0,014—0,043)	0,037 (0,020—0,064)	0,043 (0,035—0,053)	0,041 (0,035—0,047)	0,044 (0,033—0,051)	0,046 (0,040—0,050)
НМ	0,28 (0,27—0,28)	0,26 (0,23—0,30)	0,23 (0,20—0,25)	0,24 (0,23—0,24)	0,22 (0,18—0,29)	0,18 (0,14—0,21)
КМ	0,24 (0,20—0,30)	0,24 (0,20—0,26)	0,23 (0,20—0,24)	0,25 (0,23—0,26)	0,23 (0,18—0,26)	0,23 (0,13—0,26)
ЩМ	1,17 (0,95—1,33)	1,12 (0,90—1,41)	1,02 (0,89—1,20)	0,97 (0,90—1,04)	0,93 (0,76—1,35)	0,80 (0,58—1,17)
НКМ	0,52 (0,48—0,58)	0,50 (0,47—0,55)	0,46 (0,42—0,50)	0,49 (0,48—0,50)	0,45 (0,38—0,51)	0,41 (0,29—0,46)
ЖМ	0,14 (0,10—0,17)	0,21 (0,11—0,32)	0,36 (0,30—0,42)	0,21 (0,19—0,23)	0,33 (0,20—0,50)	0,36 (0,29—0,53)

Примечание. Силикатные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН; аналитики: Л.Т.Галенчикова, С.Е.Дьяконова, С.Е.Васильева; первая строка — среднее содержание, вторая строка — интервал значений (в скобках); n — число исследованных образцов, классификация по работе [5].

2. Химический состав (в %) и петрохимические модули «псевдоосадочных» и карбонатных пород Приверхоянского прогиба

Компоненты	Алевро-пелитовые псевдосиаллиты (n 6)	Карбонатные			Псаммитовый карбонатолит (n 1)
		Псаммитовый щелочной сиаллит (n 1)	Алевро-псаммиты (n 3)	Псаммитовые стяжения (n 5)	
SiO ₂	58,28 (56,24—59,53)	48,40	42,25 (41,38—42,91)	42,51 (36,71—48,35)	32,09
TiO ₂	0,87 (0,72—1,00)	0,57	0,59 (0,34—0,95)	0,36 (0,11—0,73)	0,46
Al ₂ O ₃	16,74 (16,04—17,48)	12,91	9,61 (9,33—10,05)	9,49 (8,21—10,99)	8,25
Fe ₂ O ₃	1,68 (0,00—2,82)	1,87	0,66 (0,03—1,19)	0,46 (0,00—0,76)	3,05
FeO	4,96 (4,05—7,86)	3,46	2,22 (1,73—2,62)	2,42 (1,70—3,07)	1,25
MnO	0,07 (0,05—0,10)	0,07	0,52 (0,20—0,69)	0,16 (0,09—0,32)	0,10
MgO	3,47 (3,13—4,04)	1,74	0,78 (0,30—1,19)	0,56 (0,15—0,90)	0,31
CaO	1,84 (1,40—2,90)	12,51	21,62 (21,04—22,27)	21,67 (18,30—25,21)	27,53
Na ₂ O	2,78 (2,15—3,09)	2,82	2,48 (2,39—2,55)	2,63 (2,31—2,81)	1,87
K ₂ O	3,64 (2,91—4,37)	3,42	1,83 (1,54—2,08)	2,31 (1,74—2,85)	2,69
П.П.П.	4,78 (3,57—6,06)	2,68	1,31 (0,80—1,61)	0,79 (0,16—1,60)	0,58
P ₂ O ₅	0,21 (0,20—0,22)	0,29	0,21 (0,15—0,30)	0,13 (0,07—0,22)	0,27
CO ₂	0,63 (0,00—1,80)	9,30	15,56 (15,30—16,03)	16,56 (13,21—19,73)	21,39
S	0,11 (0,07—0,15)	0,19	0,09 (0,00—0,18)	0,01 (0,01—0,02)	0,43
Сумма	101,18 (100,17—103,68)	100,23	99,73 (99,58—99,96)	100,70 (100,29—101,22)	100,34
Na ₂ O+K ₂ O	6,41 (5,76—7,46)	6,24	4,31 (4,09—4,47)	4,93 (4,29—5,65)	4,56
ГМ	0,42 (0,39—0,47)	0,39	0,32 (0,29—0,34)	0,30 (0,27—0,35)	0,41
АМ	0,29 (0,27—0,31)	0,27	0,23 (0,22—0,24)	0,22 (0,21—0,23)	0,26
ФМ	0,18 (0,15—0,21)	0,15	0,10 (0,08—0,13)	0,09 (0,06—0,13)	0,15
ТМ	0,052 (0,044—0,057)	0,044	0,061 (0,036—0,095)	0,040 (0,013—0,089)	0,056
НМ	0,17 (0,12—0,19)	0,22	0,26 (0,25—0,26)	0,28 (0,24—0,32)	0,23
КМ	0,22 (0,18—0,26)	0,26	0,19 (0,15—0,22)	0,24 (0,21—0,33)	0,33
ЩМ	0,78 (0,55—0,98)	0,82	1,38 (1,15—1,66)	1,17 (0,98—1,47)	0,70
НКМ	0,38 (0,34—0,45)	0,48	0,45 (0,41—0,48)	0,52 (0,44—0,64)	0,55
ЖМ	0,38 (0,32—0,45)	0,40	0,33 (0,29—0,42)	0,31 (0,23—0,44)	0,51

Примечание. См. примечание к табл. 1.

такие же щелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5,76—7,46%) сиаллиты с высоким содержанием SiO_2 56,24—59,53% и пониженным — всех остальных компонентов и образуют вместе с другими образцами на модульной диаграмме единый тренд (см. рис. 3, А). В сумме щелочей преобладает K_2O . Практически все петрохимические модули имеют нормальные значения, кроме НКМ, значение которого повышенное, по сравнению со «стандартом» псевдосиаллитов [6] (см. табл. 2). Наблюдается явное сочетание магнезиальности с ка-

лиевостью. Это свидетельствует о том, что исследуемые породы могут быть или аркозами, или щелочными туффоидами. В работе [6] упоминается о первоначально неодинаковом проведении нижней границы для псевдосиаллитов MgO 3, а для псевдосиаллитов MgO 5%. Однако, с целью повысить «чувствительность» диагностики туффоидов граница для псевдосиаллитов была снижена до 3%. Таким образом, исследуемые псевдоосадочные породы, характеризуются или как магнезиально-калиевые псевдосиаллиты, или как щелочные сиаллиты, с примесью кислой пирокластике.

В разрезе наблюдались слабо карбонатные алевро-псаммиты средне-позднеюрского возраста. Данная группа выделена по высокому содержанию CO_2 9,30—21,39%, в то время как в миосилитах, сиаллитах и псевдосиаллитах оно колеблется от 0 до 2,23% (см. таблицы 1, 2). Карбонатные породы по содержанию CO_2 условно можно подразделить на три подгруппы. Первая представлена щелочным псаммитовым сиаллитом, который характеризуется самыми высокими содержаниями (в %): SiO_2 48,40, Al_2O_3 12,91, Na_2O 2,82, K_2O 3,42 и суммы щелочей 6,24 и относительно низкими — CaO 12,51, CO_2 9,30. Этот образец имеет повышенное значение НКМ и нормальные — всех остальных модулей (см. табл. 2). Вторая — алевро-псаммиты, по значению гидролизатного модуля подразделяемые на псаммитовые миосилит и гипосиаллит и алевроитовый гипосиаллит. Они отличаются более низкими содержаниями (в %): SiO_2 41,38—42,91, Al_2O_3 9,33—10,05, Na_2O 2,39—2,55, K_2O 1,54—2,08 и суммы щелочей 4,09—4,47 и более высокими — CaO 21,04—22,27, CO_2 15,30—16,03. АМ, ТМ, ФМ, ЖМ имеют нормальные значения, а НКМ и ЦМ — повышенные. Для ЖМ характерен нижний предел нормы, для АМ и ТМ — верхний (см. табл. 2). Третья подгруппа — псаммитовый нормосиаллит, по содержанию CO_2 20%, относится к типу карбонатолитов [6]. Он характеризуется наименьшими в группе карбонатных алевро-псамми-

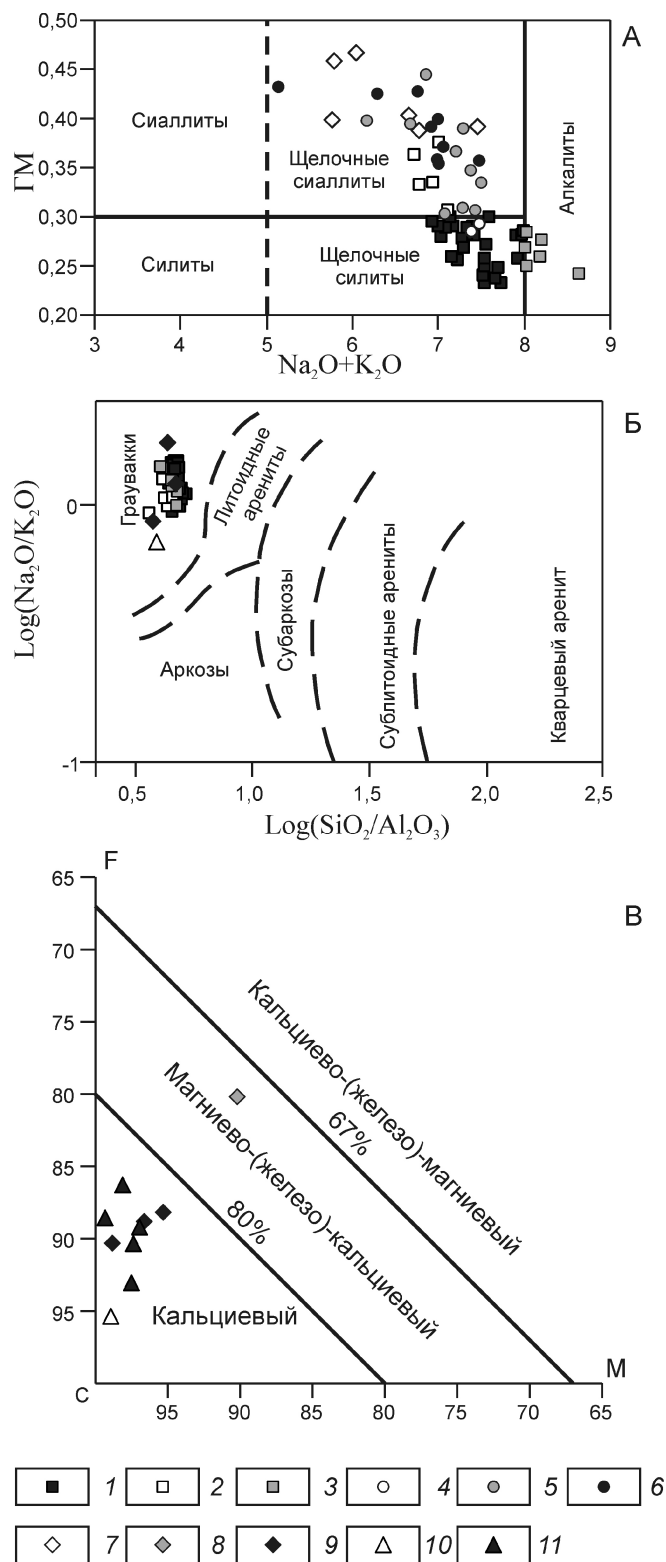


Рис. 3. Классификационные диаграммы для среднеюрско-нижнемеловых терригенных пород Жиганской площади северной части Приверхоянского краевого прогиба:

А — модульная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —ГМ, Б — диаграмма для псаммитов [2] и В — треугольная диаграмма FCM для карбонатных пород [5]; 1 — псаммитовые миосилиты; 2 — псаммитовые сиаллиты; 3 — псаммитовые алкалиты; 4 — алевролитовые миосилиты; 5 — алевролитовые сиаллиты; 6 — пелитовые сиаллиты; 7 — алевро-пелитовые псевдосиаллиты; 8 — карбонатный щелочной псаммитовый сиаллит; 9 — карбонатные псаммиты и алевро-псаммиты; 10 — псаммитовый карбонатолит; 11 — гигантские псаммитовые стяжения; F — FeO, MnO, C — CaO, M — MgO

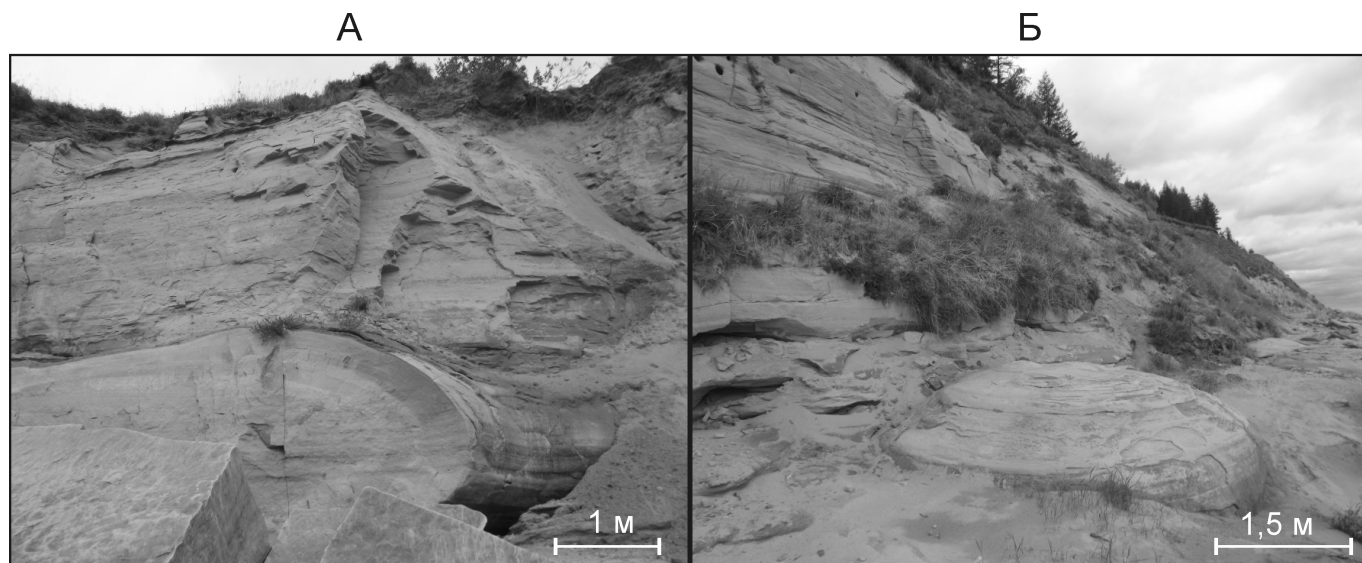


Рис. 4. Громадные караваяеобразные стяжения слабо карбонатных псаммитов на границе сытогинской (верхняя юра) и ынгырской свит (нижний мел)

тов содержаниями (в %): SiO_2 32,09, Al_2O_3 8,25, Na_2O 1,87, более высокими — CaO 27,53, CO_2 21,39 и повышенными (по отношению ко второй подгруппе, но не к первой) — K_2O 2,69 и суммы щелочей 4,56. Образец имеет пониженное значение ФМ, повышенное — НКМ и нормальное — всех остальных модулей (см. табл. 2). В общем, наблюдается постепенное повышение CaO и CO_2 (карбонатности), сопровождаемое уменьшением SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . Содержание K_2O понемногу снижается, однако при достижении содержания CO_2 больше 20% начинает повышаться. В целях классификации карбонатных пород сумма CaO MgO FeO MnO принимается за 100% и анализы отображаются на треугольной диаграмме FCM (F FeO MnO , C CaO , M MgO) [6]. Согласно этой диаграмме (см. рис. 3, В), щелочной карбонатный псаммитовый сиаллит относится к магнево-(железо)-кальциевому, а все остальные — к кальциевому классам. Таким образом, тренд, который образуют фигуративные точки этих пород, свидетельствует о постепенной карбонатизации пород в процессе постседиментационных изменений.

В породах нерасчлененной джаской-сытогинской и ынгырской свит были опробованы очень крупные (диаметром до нескольких метров) караваяеобразные стяжения песчаников, интересные своими гигантскими размерами, поскольку более нигде в прогибе в юрско-меловых породах подобных образований не встречается (рис. 4). Они по своему химическому составу практически идентичны описанным карбонатным алевро-псаммитам (см. табл. 2) и характеризуются низкими содержаниями (в %): SiO_2 36,71—48,35, Al_2O_3 8,21—10,99, Na_2O 2,31—2,81, K_2O 1,74—2,85 и высокими — CaO 18,30—25,21, CO_2 13,21—19,73. Сумма щелочей 4,29—5,65% при

преобладании Na_2O (только у одного образца K_2O больше на 0,05%). ФМ, ТМ, ЖМ, АМ имеют, как правило, нормальные значения, а НКМ и ЩМ — повышенные (см. табл. 2).

Геодинамические обстановки формирования. Литохимические особенности пород свидетельствуют о возможном влиянии вулканических процессов при осадконакоплении юрско-меловых толщ этой части Приверхоянского прогиба. Для выявления геодинамических обстановок формирования отложений авторы построили диаграммы М.Р.Бхатия для терригенных пород (псаммитов, пелитов) [7], Дж.Мэйнарда [8] и Б.Розера [9]. На диаграммы М.Р.Бхатия нанесены фигуративные точки химических составов псаммитовых миосилитов, сиаллитов и алкалитов (рис. 5, А—Г). В целом, на всех диаграммах все изученные псаммиты образуют единое поле, что свидетельствует об их формировании в сходной геодинамической обстановке. Фигуративные точки псаммитовых миосилитов на всех четырех диаграммах тяготеют к полю активных континентальных окраин. Точки псаммитовых сиаллитов на трех диаграммах тяготеют к полю континентальных островных дуг и только на рис. 5, Б попадают в поле активных континентальных окраин. Фигуративные точки алкалитов на рис. 5, А тяготеют к полю пассивных континентальных окраин, в то время как в остальных трех располагаются непосредственно рядом с миосилитами и тяготеют к полям активных окраин. На диаграмме Дж.Мэйнарда [8] фигуративные точки псаммитов образуют единую совокупность, располагающуюся на границе полей активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями, и активных континентальных окраин, сопряженных с окраинно-континентальными дугами и с океаническими

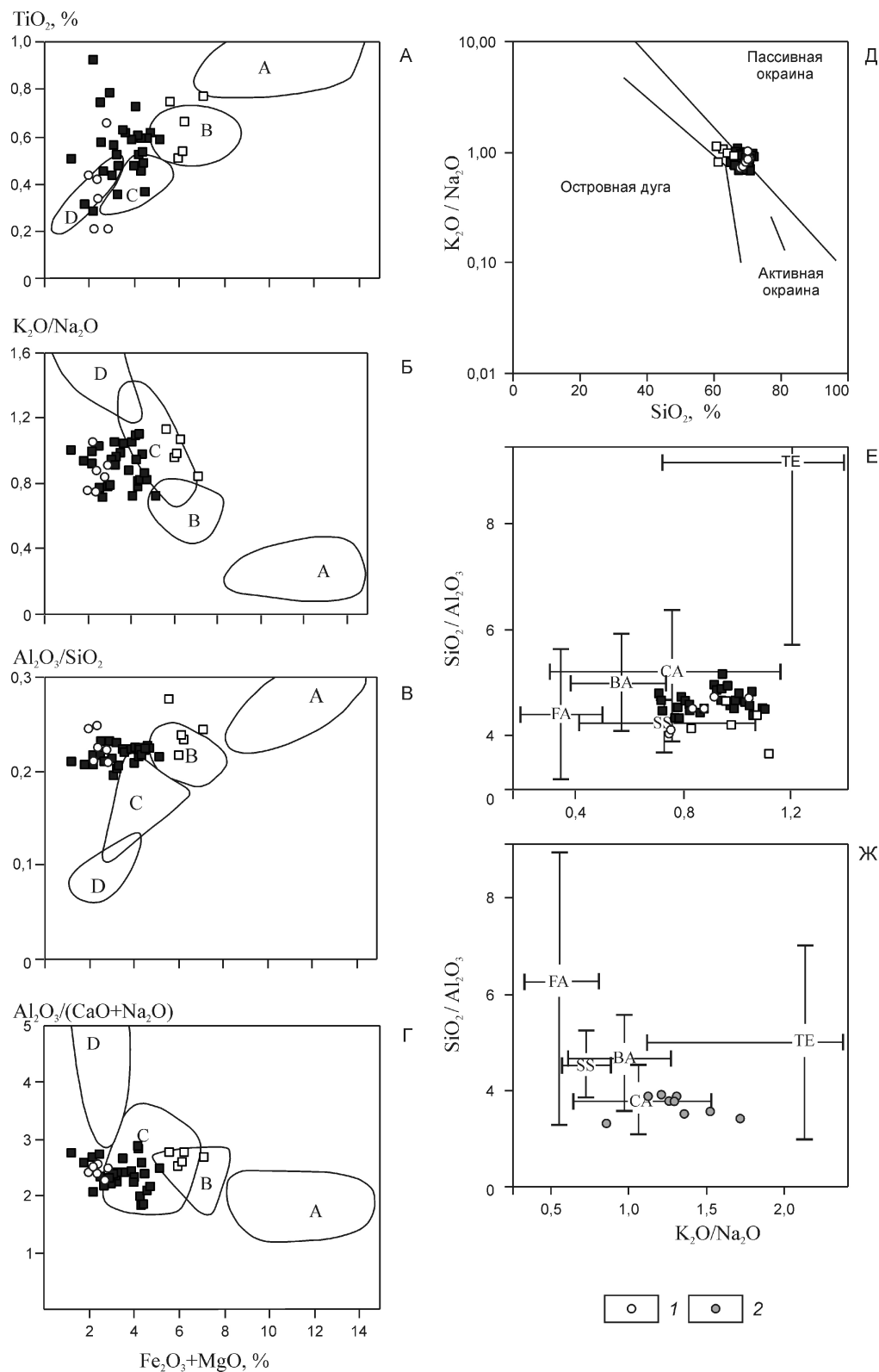


Рис. 5. Положение фигуративных точек пород на дискриминационных диаграммах песчаников (А—Г [6], Д [9], Е [8]) и глинистых пород (Ж [8]):

поля: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активная континентальная окраина, D — пассивная континентальная окраина; пересекающиеся линии, стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: TE — пассивных, SS — активных континентальных окраин осложненных сдвиговыми дислокациями, СА — активных континентальных окраин, сопряженных с окраинно-континентальными дугами и океаническими вулканическими дугами (BA — задуговые и FA — преддуговые бассейны); 1 — псаммитовые алкалиты, 2 — пелитовые сиаллиты; см. услов. обозн. к рис. 3

вулканическими дугами (см. рис. 5, Д). Диаграмма Дж.Мэйнарда для глинистых пород показывает, что совокупность фигуративных точек пелитовых сиалитов тяготеет к полю активных континентальных окраин, сопряженных с окраинно-континентальными дугами и с океаническими вулканическими дугами (см. рис. 5, Е). На диаграмме Б.Розера [9] исследуемые псаммиты также попадают в поле, близкое к активным окраинам (см. рис. 5, Ж).

Литохимические особенности изученных отложений указывают на их образование в условиях активных континентальных окраин. Это, однако, противоречит современным представлениям о тектонической истории развития северо-восточной части Сибирской платформы в мезозое, согласно которым осадконакопление триасовых-верхнеюрских отложений происходило на пассивной континентальной окраине, а волжских-нижнемеловых в передовом прогибе [4]. Этому можно дать следующие объяснения: 1) используемые дискриминационные диаграммы, в реальности отражают не геодинамические обстановки осадконакопления, а тектонические режимы источников сноса обломочного материала, которые могли находиться на значительном расстоянии от конечного бассейна осадконакопления и иметь отличную от него геодинамическую историю; 2) диаграммы не учитывают всего многообразия вулканогенно-осадочных пород и геодинамических обстановок их формирования, сужая область их применения только для разграничения крупных тектонических единиц, таких как активная и пассивная окраина, и исключая из рассмотрения внутриплатформенные вулканогенно-осадочные образования; 3) проведенные исследования показывают, что наши знания о тектонической эволюции северо-восточной части Сибирской платформы еще недостаточно полные.

В заключение следует отметить, что изученные юрско-меловые породы предыдущими исследователями были отнесены к нормально-осадочным отложениям [2]. Однако несвойственные таковым литохимические особенности исследованных образцов позволяют предположить значительный вклад в формирование данных толщ кислой пирокластики. Это дает возможность, в свою очередь, предположить их вулканогенно-осадочное происхождение. По-видимому, в процессе накопления среднеюрско-раннемеловых отложений Приверхоянского прогиба происходил привнос пирокластического материала кислого состава с вулканических дуг, располагавшихся

вдоль восточной окраины Сибирского континента. Следует заметить, что аналогичные исследования нижнемеловых пород были выполнены для восточной границы Приверхоянского прогиба, в районе мысов Чуча и Чекуровка [1]. Литохимические особенности как нижнемеловых пород названных мысов, так и среднеюрско-нижнемеловых отложений Жиганской площади близки. Это позволяет предположить, что привнос материала происходил из единого источника. Отличием является более высокая щелочность пород Жиганской площади, то есть их большая свежесть и близость к источнику вулканогенно-осадочного материала.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ № 14-05-31298, 13-05-00700, 13-05-0094, гранта Президента РФ МК-2044.2010.5 и гранта СПбГУ № 3.0.93.2010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Ершова В.Б., Прокопьев А.В. Особенности химического состава нижнемеловых отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 106—115.
2. Колтаков В.В., Биджиев Р.А., Белова А.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист Q-51-IX, X. Объяснительная записка. —М.: Копировально-картографическое предприятие Всесоюзного геологического фонда, 1970.
3. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. —М., 1976.
4. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томишин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113—155.
5. Скляр Е.В., Гладкочук Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. —М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. —С-Пб: Наука, 2000.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611—627.
8. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. —Oxford, 1982. Pp. 551—561.
9. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journal of Geology. 1986. № 94. Pp. 635—650.

Особенности сейсмотектонических процессов в зоне Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения 14 февраля 2013 г. (Северо-Восточная Якутия)

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

Рассмотрены проявления сильного Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения 14 февраля 2013 г. на северо-востоке Якутии с интенсивностью в эпицентре 9 баллов. Установлены зависимости между сейсмичностью и структурно-тектоническими особенностями зоны контакта Момо-Зырянского прогиба с Илин-Тасским антиклинорием. Показано, что в очаге главного толчка и афтершоков по данным фокальных механизмов отмечен взброс по плоскости разрыва с наклоном на юго-запад. Выявлена уверенная взаимосвязь возникновения землетрясения с крупным региональным Илин-Тасским разломом. Уточнены морфо-кинематические характеристики этого разлома и оценен его сейсмический потенциал. Полученные результаты позволяют детализировать действующую карту сейсмического районирования.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмичность, разлом, фокальный механизм, взброс, сдвиг.

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

Имаева Людмила Петровна, imaeva@crust.irk.ru

Имаев Валерий Сулейманович, imaev@crust.irk.ru

Features of seismotectonic processes in the zone of the February 14, 2013 Ilin-Tas (Abyi) earthquake (northeast Yakutia)

B.M.KOZMIN, L.P.IMAEVA, V.S.IMAEV

Manifestations of the strong Ilin-Tas (Abyi) earthquake with the epicentral intensity of IX on the Russian scale, which occurred on February 14, 2013 in northeast Yakutia are considered. Relationship is established between the seismicity and the structural-tectonic characteristics of the zone of contact of the Indigirka-Zyryanka basin and the Ilin-Tas anticlinorium. The focal mechanism solutions indicate reverse faulting with a dip to SW in the main shock focus. The relation of the earthquake with the regional Ilin-Tas fault is clearly shown. Morphokinematic characteristics of the fault are refined and its seismic potential is evaluated. Obtained results permit constructing a more detailed seismic zonation map.

Key words: earthquake, seismicity, fault, focal mechanism, reverse fault, strike-slip fault.

Второе десятилетие XXI в. отличается существенным усилением сейсмотектонических процессов на северо-востоке Якутии. Их активность обусловила возникновение крупного Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения 14.02.2013 г. магнитудой m_b 6,9, являющегося одним из крупных сейсмических событий за последние 70 лет инструментальных наблюдений на территории Якутии. Эпицентральная область землетрясения тяготеет к северо-восточному флангу Яно-Индигирского сегмента сейсмотектонической зоны Черского, представляющей континентальную часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса [5, 6]. Анализ проявлений этого события базировался на данных цифровых сейсмических станций Геофизических служб РАН и СО РАН [7, 11], а также временных пунктов наблюдений Университета штата Мичиган (США) [10], расположенных вблизи эпицентра названного сотрясения. При выявлении зависимостей пространственно-временного распределения афтершоковой последовательности от структурно-тектонических особеннос-

тей эпицентральной зоны подземного толчка использовались сведения об активных разломах и геофизических полях, материалы геолого-структурных, морфотектонических и геофизических наблюдений прошлых лет [1, 3, 4, 5]. Для установления типа кайнозойских деформаций и напряженного состояния земной коры привлекались решения фокальных механизмов землетрясений из их стереограмм [12]. По результатам данных исследований уточнялись морфо-кинематические параметры местных разрывных нарушений и оценивался их сейсмический потенциал с целью корректировки действующей карты сейсмического районирования.

Предшествующая современному этапу тектоническая история формирования структурных элементов Верхояно-Колымской складчатой области, на северо-восточном фланге которой произошло исследуемое событие, отражает активные тектонические процессы, протекавшие здесь в поздней юре—раннем мелу во время коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента [9].

В структурном плане эпицентральная зона Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения тяготеет к северо-восточной окраине Верхояно-Колымских мезозоид, где фиксируются фронтальные зоны контакта Колымо-Омолонского блока (Индиго-Зырянский прогиб) и Илин-Тасского антиклинория (рис. 1), отличающиеся сейчас высокой степенью сейсмической активности [5, 6, 7, 9]. Для Илин-Тасского антиклинория характерны интенсивные складчатые дислокации верхнеюрских раскливажированных сланцев, собранных в пакеты изоклинальных складок с наклоном осевых поверхностей на юг и юго-запад. Индиго-Зырянский прогиб имеет асимметричное строение. Его наиболее прогнутый юго-западный борт с суммарной мощностью в 2500 м

осложнен чешуйчатыми надвигами и взбросами, в которые вовлечены верхнеюрские и меловые породы предгорий Момского хребта [1, 3, 4]. Тектоническая природа взаимоотношения этих двух крупных структурных элементов в неотектоническое время определяется горизонтальным кораблением Илин-Тасского антиклинория и формированием протяженного сводового поднятия, протягивающегося от р. Индигирка до р. Колыма, которое своим северо-восточным флангом надвинуто на край системы впадин Индиго-Зырянского прогиба. Рельеф в районе упомянутого землетрясения образован поднятием Момского хребта и его продолжением — кряжем Андрей-Тас, представленными отложениями верхней юры и нижнего мела, интенсивно дислоцированными в систему

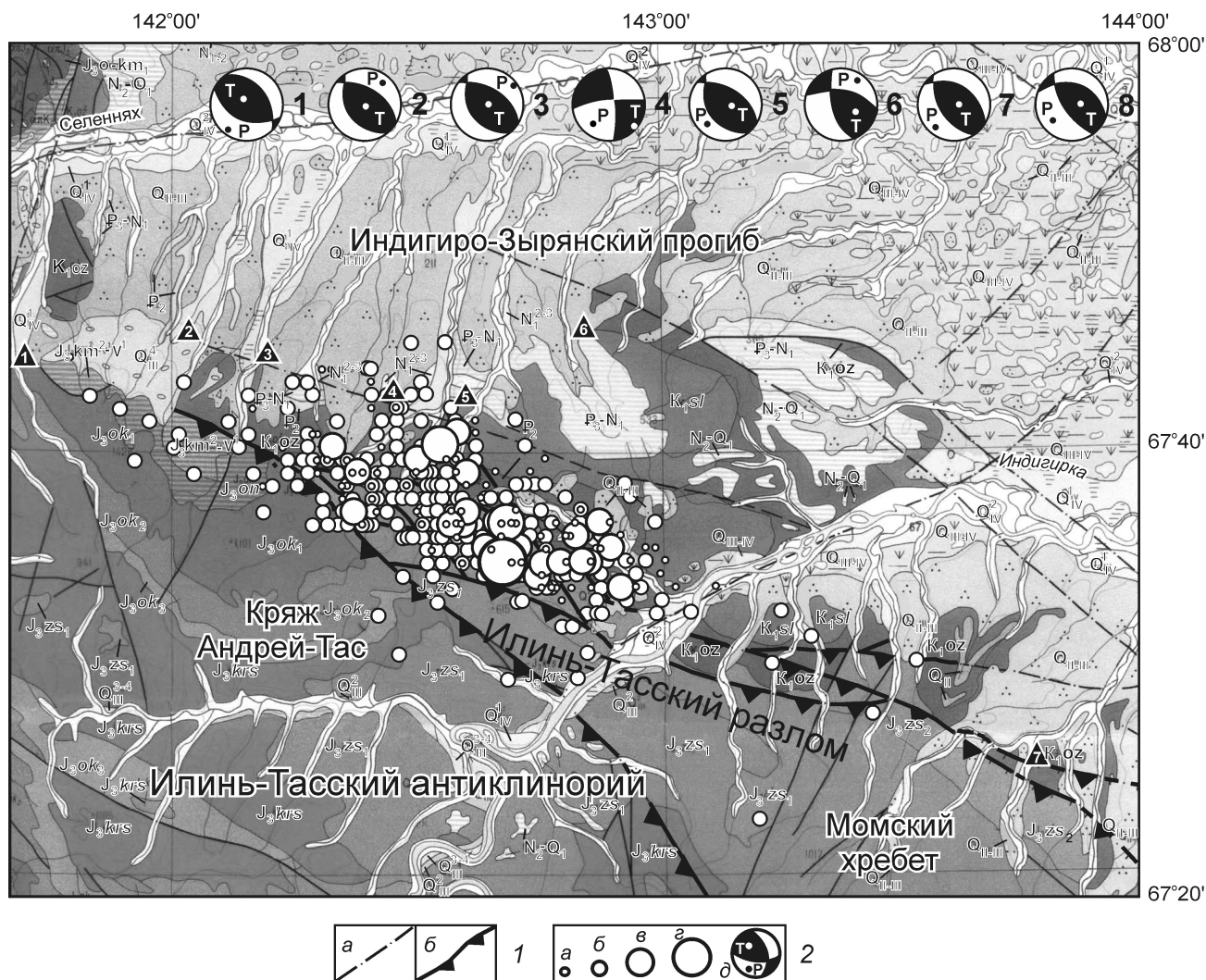


Рис. 1. Схема афтершоков и геолого-тектоническая структура района Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения:

1 — разломы, выявленные по данным геологической съемки масштаба 1:500 000: а — предполагаемые и б — установленные; 2 — эпицентры афтершоков Илин-Тасского землетрясения магнитудой mb: а — 2,0, б — 2,1—3,4, в — 3,5—4,5, г — 4,6—5,4, д — 5,5—6,9; в стереограммах (д) приведены решения фокальных механизмов землетрясений по методу момента тензора центраида [12] (расположение векторов: Р — сжатия, Т — растяжения); цифры в треугольниках — местоположение кайнозойских разрезов: 1 — Сорочколах, 2 — Томтор, 3 — Сисиктех, 4 — Болчук, 5 — Никандя, 6 — Чалкин, 7 — Кыллах

линейных складок северо-западного простирания. Примыкающий к ним с востока Индигиро-Зырянский прогиб, выполнен меловыми и кайнозойскими отложениями, сменяющимися к северо-востоку осадками Яно-Индигирской низменности.

Очаг Илин-Тасского (Абыйского) события возник в ненаселенной горно-таежной местности на глубине 10 км. Время его появления 13 час. 13 мин. По Гринвичу: по местному времени полночь—первый час ночи 15 февраля. В момент подземного удара большинство жителей было разбужено, особенно в населенных пунктах рядом с эпицентром. Воздействие землетрясения в самом близком к эпицентру селе Кубергана (75 км к северо-востоку) соответствовало макроэффектам в 7 баллов по шкале MSK-64. В деревянных 1—2-х этажных домах дребезжала посуда, стекла окон, открывались и закрывались двери, перемещалась мебель, раскачивались лампочки. В отдельных строениях деформировало косяки дверей. Со столов, полок, шатающихся шкафов падали книги, часы и другие предметы. Был слышен мощный гул. Утром обнаружилось смещение кирпичей в печных трубах на крышах, с которых также сошел снег. На водоемах треснул лед, и образовались наледи. Возмущения до шести баллов наблюдались в поселках Белая гора, Депутатский, Батагай, Хону и др. Землетрясение было замечено в большинстве населенных пунктов, расположенных в междуречье Яны—Индигирки—Колымы. Наибольшее расстояние от эпицентра, где были зафиксированы его 2—3-балльные эффекты, достигало 400 км (поселки Усть-Куйга, Чокурдах, Казачье и др.). Общая территория арктических районов Республики Саха (Якутия), подверженная сотрясениям в 2—7 баллов, составила более 500 тыс. кв² [7]. Интенсивность толчка в эпицентре согласно зависимости затухания макроэффектов с расстоянием при глубине очага 10 км и освобожденной сейсмической энергии 10^{17} Дж оценивается в 9 баллов. Следует отметить, что если бы сейсмический удар пришелся на летнее время во время сезонной оттайки грунтов в болотисто-озерной местности (Индигиро-Зырянская и Приморская низменности, Верхнеадычанская впадина и др.) сила землетрясения могла быть как минимум на один балл больше.

После основного землетрясения последовала продолжительная серия повторных толчков-афтершоков. В первые три дня (14—16 февраля 2013 г.) они происходили с частотой до 10—15 толчков в час. Их число в течение только второй половины февраля 2013 г. достигло 1 тыс. (в среднем по 70 толчков в сутки), а за февраль—май 2013 г. превысило 4 тыс. Свыше 20 афтершоков имели магнитуду 4,4—5,2 и интенсивность в эпицентре до 5—7 баллов.

Для сопоставления распределения сейсмических событий в пространстве со структурно-тектоническими элементами территории была использована геологическая карта масштаба 1:500 000 (лист G-54) [2],

на которую были нанесены эпицентры главного толчка и его афтершоков (см. рис. 1). Очевидно, что вся сейсмоактивная область оказалась приуроченной к зоне влияния крупного регионального Илин-Тасского разлома, заложившегося еще в юрское—меловое время [3, 4]. Сейсмические проявления расположились на северо-западном окончании разлома в предгорьях кряжа Андрей-Тас (см. рис. 1). Эпицентры повторных толчков образовали полосу шириной до 20 км, вытянутую в северо-западном направлении вдоль фронтальной границы между Индигиро-Зырянским прогибом и Илин-Тасским антиклинорием на 80 км. Общая площадь области афтершоков составила почти 1300 км². Она заняла водораздел между р.Индигирка и ее левым притоком р.Селенных и фиксировалась также на правом берегу р.Индигирка. При этом ширина области повторных толчков соответствует «подновленному» участку данного разлома, где также преимущественно развиты юрские и меловые отложения. Именно на контакт этих древних пород и пришелся очаг основного землетрясения. Практически не затронуты активными тектоническими движениями оказались кайнозойские толщи.

Илин-Тасский разлом трассируется почти на 500 км с юго-востока на северо-запад вдоль области сочленения Индигиро-Зырянского прогиба с горным поднятием Момского хребта и его орографическим продолжением на левом берегу р.Индигирка кряжем Андрей-Тас (см. рис. 1). В магнитном поле вдоль этого дизъюнктива фиксируются изменения рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень. В пределах Момского хребта разлом по морфоструктурным сведениям [5, 6] представляет левый сдвиг с падением на юго-запад под углом в 40—60°. На его северо-западном фланге (кряж Андрей-Тас) выявлен ряд взбросов и надвигов в виде «опрокидывания слоев и образования чешуйчатых структур» [3, 4] с падением на юг-юго-запад. Названный дизъюнктив также является крупной фронтальной границей, по которой юрские и меловые толщи Момского поднятия выброшены и надвинуты на кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба. Граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [1].

Проанализируем глубинные особенности развития сеймотектонических процессов во времени. Для этого используем расчетные данные по глубине залегания гипоцентров землетрясений [7, 10]. В общей сложности для толчков за февраль—май 2013 г. было выполнено 781 определение глубины. Из графика их распределения (рис. 2) следует, что афтершоки возникали как вблизи земной поверхности (h 0—5 км), так и прослеживались почти до низов земной коры (h 22—26 км), мощность которой достигает здесь 35—40 км [13]. При этом чаще всего очаги повторных толчков реализовы-

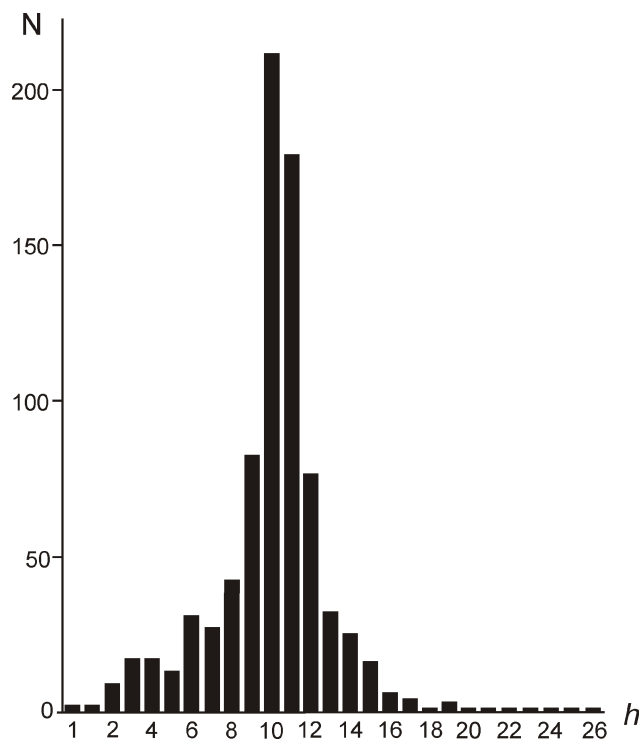


Рис. 2. Гистограмма распределения глубин афтершоков Илинъ-Тасского (Абыйского) землетрясения по данным наблюдений ГС РАН и ГС СО РАН за февраль—май 2013 г.:

N — число событий, h — глубина повторных толчков, в км

вались в среднем слое 9—12 км, куда тяготеет также гипоцентр главного толчка (h 10 км). Так, в феврале—марте вторичные события регистрировались как в среднем слое, так и в верхней части земной коры, где наблюдалось их «всплывание» к земной поверхности. Глубокофокусные толчки стали появляться вблизи границы Мохо позднее, лишь в апреле—мае. Сначала как бы «прорабатывалась» верхняя часть земной коры и только позднее активизировалась нижняя. В итоге, в данном случае современными активными тектоническими движениями оказалась затронута почти вся толща земной коры.

Кинематика современных движений устанавливалась при сравнении полей тектонических напряжений, выявленных на основе натурных геолого-структурных наблюдений, и инструментальных сейсмологических данных. Так, тектонические напряжения, способствовавшие возникновению Илинъ-Тасского землетрясения, находились по совокупности параметров механизма очагов главного толчка и его 7 сильных афтершоков, построенных по методу момента тензора центроида [12]. На рис. 1 приведены 8 стереограмм таких определений, где показаны простирания рабочих плоскостей, по которым происходили подвижки, и положение главных тектонических напряжений сжатия (P) и растяжения (T). Кроме того, координаты эпицентров исследованных событий и

элементы залегания поверхностей разрыва в их очагах представлены в таблице.

Рассмотрим отдельно возможную структуру очага основного толчка по данным его фокального механизма 1 (см. рис. 1 и таблицу). Легко заметить, что обе плоскости разрыва в очаге имеют северо-западное простирание (азимуты 324 и 118) и круто наклонены: первая к юго-западу под углом 43° , а вторая к северо-востоку под углом 50° . Кинематический тип подвижки в очаге землетрясения соответствует взбросу по обеим плоскостям сместителей. Сравнивая элементы залегания выявленных плоскостей скольжения с морфо-кинематической характеристикой Илинъ-Тасского разлома по геолого-структурным данным (азимут простирания 310 с падением плоскости разлома на юго-запад под углом 60°) [4]), следует считать рабочей в очаге плоскость разрыва 1 (азимут 324, угол 43° с наклоном на юго-запад). Это также поддерживается пространственной ориентацией зоны афтершоков, вытянутой в северо-западном направлении (азимут 310). Идентичный тип смещения в гипоцентрах повторных толчков отмечен для событий, произошедших 14—15 и 22 февраля, а также 5 марта и 14 августа (см. таблицу), которые повторяют тип подвижки (взброс) в очаге главного толчка. Исключение составляют два события: 16 и 22 февраля (см. таблицу), где смещения соответствуют левым сдвигам.

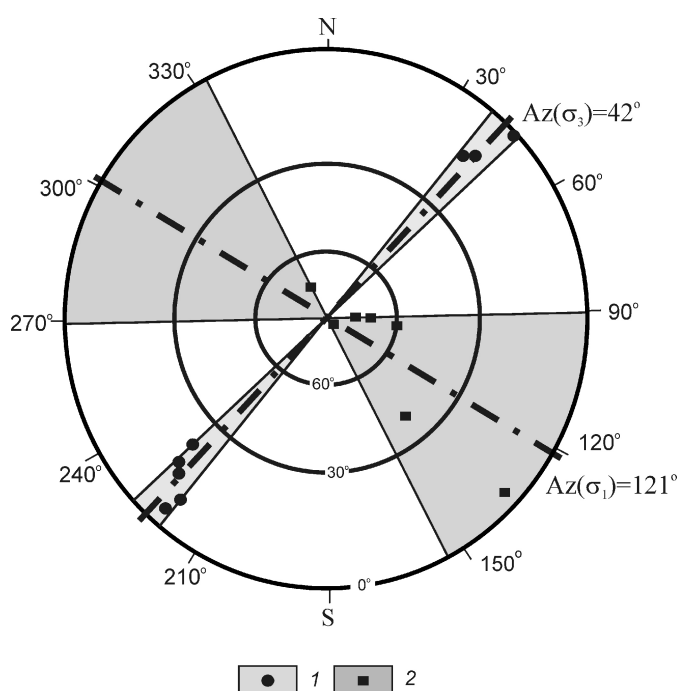
Для более наглядного представления о системе главных тектонических напряжений, выявленных в очагах обсуждаемой серии повторных толчков, была составлена сводная диаграмма (рис. 3) расположения векторов сжатия и растяжения по азимутам и их углам наклона к горизонту на основе стереограмм фокальных механизмов. Наглядно видно, что наиболее устойчивая ориентация (разброс до 5°) сохраняется для напряжения горизонтального сжатия σ_3 (углы наклона к горизонту в интервале 0° — 26°), действовавшего по направлению северо-восток—юго-запад (средний азимут 42°). В то же время напряжение растяжения σ_1 субвертикально (углы с горизонтом 45° — 90°). Оно ориентировано в юго-восточном—северо-западном направлении (средний азимут 121°) и менее стабильно (широкий разброс до 60°).

Следует также отметить, что для района Илинъ-Тасского землетрясения характерно широкое развитие складчатых деформаций (см. рис. 1), где кайнозойские отложения Индигиро-Зырянского прогиба на границе с кряжем Андрей-Тас дислоцированы в складки и надвиговые разрывы [1, 5, 6]. Так, например, на правых притоках р.Селенных (Томтор, Никандя, Сисиктях и др.), берущих начало с Момского хребта и кряжа Андрей-Тас, отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок с углами падения 35° — 80° . С юго-запада они обрезаны надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные отложения [5].

Номера стерео грамм	Дата; время по Гринвичу	Координаты эпицентра, градусы		mb	Плоскость разрыва				Подвижка в очаге
					1		2		
		северная ши- рота	восточная долгота		Az	e	Az	e	
1	14.02.2013; 13:13:59,4	67, 65	142,51	6,9	324	43	118	50	Взброс
2	14.02.2013; 20:26:14,9	67,72	143,28	4,8	142	32	303	59	
3	15.02.2013; 16:32:56,1	67,77	142,29	4,9	138	44	311	46	
4	16.02.2013; 02:01:16,4	67,64	142,48	4,9	269	80	01	81	Левый сдвиг
5	22.02.2013; 09:31:56,1	67,71	142,56	4,7	297	35	146	59	Взброс
6	22.02.2013; 23:32:00,6	67,62	142,50	4,8	352	54	96	72	Левый сдвиг
7	05.03.2013; 08:33:54,2	67,70	142,44	5,2	301	38	137	53	Взброс
8	14.08.2013; 05:15:51,1	67,63	142,79	4,9	286	31	155	69	

Примечание. Az — азимут простираения плоскости разрыва в очаге и e — угол ее наклона к горизонту, в градусах; mb — магнитуда землетрясения по объемным волнам.

Таким образом, изучение характера сейсмотектонических процессов в районе Илинъ-Тасского (Абыйского) землетрясения 2013 г. подтверждает общую картину напряженного состояния земной коры,



существующую в Арктико-Азиатском сейсмическом поясе, обусловленную сжатием, вызванным сближением Евразийской и Североамериканской литосферных плит в северо-восточном направлении [5, 7]. Совокупность полученных данных позволяет уверенно связывать возникновение этого события с современными тектоническими движениями по крупному Илинъ-Тасскому региональному разлому, где в последние полтора столетия регистрировались лишь местные слабые землетрясения, хотя события, подобные Илинъ-Тасскому случаю, судя по распространению разновозрастных складчатых деформаций, могли быть здесь многократно. Сравнение поля тектонических напряжений, действовавших в данном районе

Рис. 3. Круговая диаграмма (азимутальная проекция) пространственного положения главных тектонических напряжений в очагах основного толчка и его сильных афтершоков по данным фокальных механизмов:

положение осей и области разброса в ориентации векторов: 1 — сжатия σ_3 (5), 2 — растяжения σ_1 (60); 0, 30, 60 — углы наклона осей к горизонту; $Az(\sigma_1)$ и $Az(\sigma_3)$ — средний азимут направления растягивающих и сжимающих усилий

в мезозое и кайнозое и реконструированных по геолого-структурным данным [4, 6], с полем напряжений, определенным по параметрам механизмов очагов землетрясений 2013 г., указывает на их хорошее согласие. Это может свидетельствовать о том, что древняя (мезозой-кайнозойская) система напряжений наследуется современной. Результаты инструментальных наблюдений позволили уточнить морфотектоническую характеристику Илин-Тасского разлома. Так, впервые появилась возможность утверждать, что подвиги по этому дизъюнктиву являются не только взбросами, но и имеют левобокую составляющую. Это поддерживают два решения фокальных механизмов для афтершоков 16 и 22 февраля 2013 г. (см. таблицу). Такой параметр разлома, как ширина его зоны влияния, может аппроксимироваться с шириной области афтершоков (около 20 км). Не менее важно оценить глубину проникновения разломов в земную кору. На основе определений глубины очагов подземных толчков можно судить о глубине залегания нижней кромки рабочей плоскости Илин-Тасского разлома, которая прослеживается до 26 км, но не достигает подошвы коры.

Выявленные особенности сейсмотектонических процессов в районе Илин-Тасского события могут являться примером детального изучения природы сейсмичности во взаимосвязи со структурными особенностями территории и уточнения параметров разломов, что в свою очередь позволяет более корректно выполнять работы по сейсмическому районированию данного региона. Учитывая, что при землетрясении 14 февраля 2013 г. выделившаяся суммарная сейсмическая энергия E составила 10^{17} Дж, а эффекты в эпицентре достигали 9 баллов, следует считать, что региональный Илин-Тасский разлом способен генерировать крупные сейсмические катастрофы mb 7. Вместе с тем, на действующей карте сейсмического районирования России ОСР-97-С [8] вся территория Момского поднятия ограничена изолинией лишь в 8 баллов, что потребует пересмотра уровня сейсмической опасности в сторону ее увеличения.

Исследования выполнены в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН, проекты VIII.66.1.4. и № 53 Программы РАН 44П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. — Новосибирск: Наука, Сибирское предприятие РАН, 1999.
2. Гриненко В.С., Лупенко Л.Г., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. Масштаб 1:500 000. 12 листов. — С-Пб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. — М.: Наука, 1979.
4. Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф. Морфокинематическая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области // Разломная тектоника территории Якутской АССР. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 73—114.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
6. Имаев В.С., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хр. Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 94—100.
7. Козьмин Б.М., Шибанов С.В., Имаева Л.П. и др. Современная активность сейсмических поясов Якутии // Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы. Мат-лы II-го Всероссийского симпозиума с международным участием. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 167—171.
8. Сейсмическое районирование территории Российской Федерации — ОСР-97. Карта на 4-х листах / Под ред. В.Н. Страхова и В.И. Уломова. ОИФЗ РАН. — М.: НПП «Текарт», 2000.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука-Интерпериодика», 2001.
10. Burk D.R., Johnson B.G., Fujita K., Mackey K.G. Active deformation within North America—Eurasia boundary zone in Northeast Asia: evidence from aftershocks of the February 14, 2013, Yakutia earthquake and geomorphology // Abstract. Transactions of the American Geophysical Union (Eos), 2013. Vol. 83(47). Supplement. Pp. F1241.
11. <http://www.ceme.gsras.ru>
12. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
13. Mackey K.G., Fujita K., Ruf L.J. The crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. Pp. 283—297.

Геодинамические критерии формирования тектонических структур района Нежданинского золоторудного месторождения (Восточная Якутия)

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

Предложены альтернативные модели формирования тектонических структур района Нежданинского золоторудного месторождения и геодинамической обстановки территории Южного Верхоянья в позднем мезозое.

Ключевые слова: Нежданинское месторождение, складки, разломы, сдвиги, надвиги, Южно-Верхоянский синклиниорий.

Третьяков Феликс Филаретович, tretyakov_ff@mail.ru

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

Geodynamic criteria of tectonic structures formation of Nezhdaninskoe gold deposit (Eastern Yakutia)

F.F.TRETYAKOV, A.V.PROKOPIEV

Alternative models of formation of tectonic strictures in the area of Nezhdaninskoe gold deposit and geodynamic setting of South Verkhoyansk in Late Mesozoic are proposed.

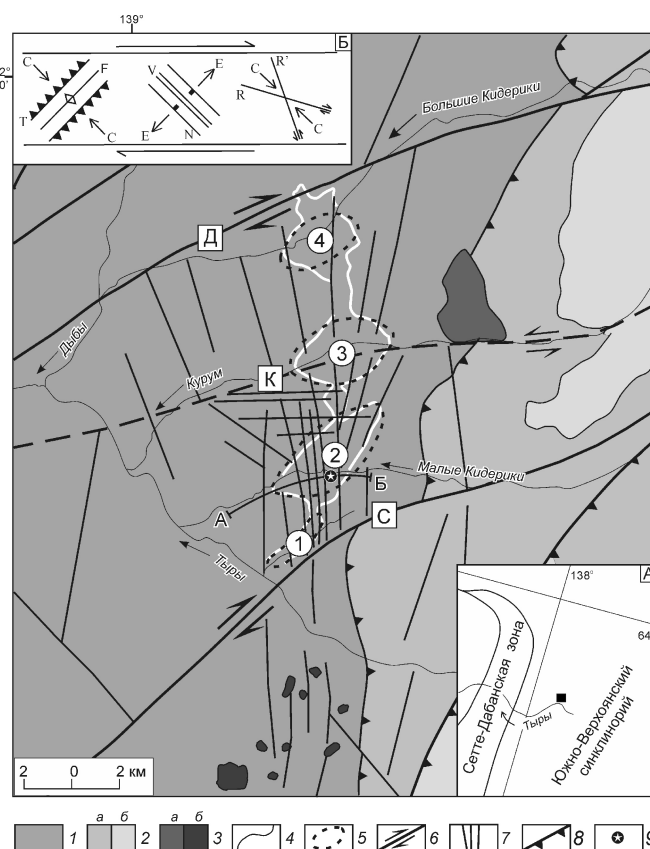
Key words: Nezhdaninskoe deposit, folds, faults, strike-slip faults, thrust faults, South Verkhoyansk synclinorium.

Нежданинское золоторудное месторождение размещается в северной части западного крыла Южно-Верхоянского синклинория (рис. 1), который является

южным элементом Верхоянского складчато-надвигового пояса мезозойд Северо-Востока России. Однако тектоническое строение района месторожде-

Рис. 1. Тектоническая схема района Нежданинского золоторудного месторождения, по геологосъемочным материалам А.Л.Поркунова, 2005:

1 — нижний структурный ярус, сильно кливажированные нижнепермские глинистые отложения; 2 — верхний структурный ярус, подвергшиеся складчато-надвиговым деформациям глинисто-песчаниковые отложения: а — верхнепермские, б — триасовые; 3 — гранитоидные интрузии мелового возраста: а — Курумский плутон, б — Гельдинские штоки; 4 — геологические границы; 5 — контуры выделяемых антиклиналей (1 — Кварцевая, 2 — Нежданинская, 3 — Курумская, 4 — Кидерикинская); 6 — основные сдвиги первого порядка; 7 — системы разрывов второго порядка; 8 — надвиги; 9 — центральная часть месторождения Нежданинское; буквы в квадратах — разломы: С — Сунтарский, Д — Дюптагинский, К — Курумский (предполагаемый); врезки: А — местоположение Нежданинского месторождения, Б — ориентировка основных структур в зоне правостороннего сдвига по работе [14]; латинскими буквами обозначены: С — оси сжатия, Е — оси растяжения, N — сбросы, Т — надвиги, R, R' — сколы Риделя (синтетические и антитетические разломы), V — трещины растяжения, F — оси складок; белой линией обведен контур Дыбинской антиклинали; профиль по линии А-Б



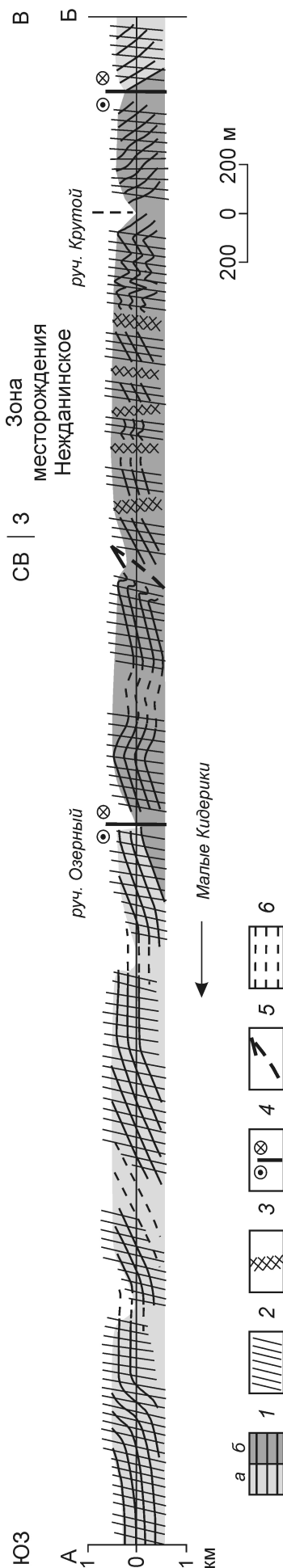


Рис. 2. Структурно-геологический профиль вкост Нежданнской антиклинали вдоль р. Малые Кидерики:

1 — сильно глинистые пермские глинистые отложения свит: а — дыбинской, б — джуптагинской; 2 — джуптагинской; 3 — разрывные (рудные) зоны Нежданской системы; 4 — сдвиги; предполагаемые структурные элементы: 5 — надвиги, 6 — залегания слоев

ния до сих пор интерпретируется неоднозначно. Например, по-разному трактуется характер складчатости, не ясна природа каждой из четырех систем разломов, нуждаются в уточнении аспекты сдвиговой концепции формирования рудовмещающих структур [3, 4, 6, 7, 12, 14, 17]. Ниже кратко рассматриваются альтернативные модели происхождения тектонических структур территории Нежданского месторождения.

Дыбинская антиклиналь (см. рис. 1) считается основной тектонической структурой в районе месторождения [3], хотя В.М. Яновский [14] выделил здесь флексуру долготного простираения. С целью уточнения этого вопроса авторы составили геолого-структурный профиль вдоль р. Малые Кидерики и проведенные структурные наблюдения и анализ рассматриваемой территории.

Долготная Дыбинская антиклиналь [3] оконтуривается выходами на поверхность отложений джуптагинской свиты нижней перми. Очертание антиклинали в плане неровное и характеризуется чередованием участков утонений и расширений (см. рис. 1). Формы расширений линзовидные, овальные, а их длинные оси вытянуты в субширотном и северо-восточном направлениях. Следовательно, вместо единой Дыбинской антиклинали долготного направления можно выделить субдолготную цепочку малых поперечных антиклиналей, которые могут быть названы соответственно (с юга на север): Кварцевая, Нежданская, Курумская и Кидерикская (см. рис. 1).

В районе месторождения (р. Малые Кидерики), несомненно, расположена асимметричная антиклиналь Нежданская (рис. 2), но не долготного [3], а северо-северо-восточного простираения. Ее пологое северо-западное крыло смято в простые открытые, флексурные складки и нарушено отдельными надвигами и сдвигами. Зона месторождения шириной 1 км разбита сериями долготных разломов (рудные зоны). Межразломные блоки выражены развитием напряженных мелких складок F_1 с кливажем осевой плоскости S_1 . Юго-восточнее крыло антиклинали крутое, погружается на юго-восток и нарушено зоной левого сдвига. Интенсивные аналогичные деформации устанавливаются южнее в зоне влияния Сунтарского разлома.

Мелкие складки F_1 по своему происхождению не являются концентрическими, а формировались одновременно с региональным кливажем S_1 путем сплющивания, горизонтального укорочения однородной глинисто-алевролитовой толщи в первый надвиговой этап позднемезозойских деформаций [11]. В то же время складки F_1 не являются кливажными в понимании Л.У. де Ситтера [9].

Разрывные нарушения в районе месторождения представлены системами четырех разных направлений: Сунтарской, Нежданской, Сетаньинской и Курумской. Главными из них являются северо-восточные сдвиги Сунтарской системы, которые пересе-

кают Южно-Верхоянский синклиниорий на всем его протяжении [4, 5]. Однако все четыре системы разломов относятся к наложенным структурам второго сдвигового этапа деформаций [7, 17], а их сочетание в районе Нежданинского месторождения соответствует закономерной сетке разрывов, возникающей по модели сдвигообразования [15] (см. рис. 1, Б).

С этой точки зрения главными или магистральными разломами территории Нежданинского месторождения являются крупные параллельные правые сдвиги — Сунтарский и Дюптагинский (см. рис. 1). Другие три системы разрывов, известные как Нежданнинская, Сетаньинская и Курумская [3], следует относить к нарушениям второго порядка, которые формируются внутри междвиговой зоны в результате действия локальных полей напряжений.

Образованию долготных разрывов Нежданнинской системы второго порядка способствовало: 1) дробление междвигового блока на более мелкие поперечные и «вращение» их по часовой стрелке; 2) изгиб междвигового блока выпуклостью на северо-запад. Эти движения и относительно легко подвергающиеся деформациям глинистые породы обусловили сложное строение плоскостей разрывов данной системы, иногда с искажением их первичных форм и элементов залегания.

Положение разрывов Сетаньинской (северо-западной) и Курумской (широтной) систем в данной зоне сдвигов показывает, что они соответствуют сопряженной паре сколов Риделя (см. рис. 1, Б), так что биссектриса острого угла между ними соответствует расположению осей сжатия локального поля напряжений. С этой точки зрения, данные системы трещин вряд ли могут быть выражением скрытых на глубине крупных разломов — Тыринского и Халыинского [3].

Сложное внутреннее строение междвигового блока, по-видимому, завершилось формированием Курумского разлома, выделяемого вдоль долины одноименного ручья. Такие продольные разломы в зоне сдвигообразования возникают обычно из узкой полосы концентрации более мелких разрывов, развивающейся посередине или у одного из бортов блока, входя в состав главной системы субпараллельных сдвигов.

Предложенная сдвиговая модель, как полагают авторы, вполне адекватно объясняет закономерности формирования комплекса существующих разрывных структур первого и второго порядков в районе месторождения Нежданинское. Нежданнинская, Сетаньинская и Курумская системы разрывных нарушений не являются региональными разломами и по своим параметрам, местоположению и условиям возникновения соответствуют разрывным структурам второго порядка не проникающим за пределы рассматриваемого междвигового блока (см. рис. 1).

Время проявления тектонических деформаций в Южно-Верхоянском секторе Верхоянского складча-

то-надвигового пояса устанавливается по изотопному возрасту слюд из зон плоскостей кливажа разновозрастных осадочных отложений, которое коррелируется с возрастом неоднократного позднемезозойского магматизма в этом регионе [2, 8, 16]. Согласно этим представлениям, выделяются следующие возрастные тектономагматические рубежи в развитии Южно-Верхоянского синклиория.

Ранний дислокационный метаморфизм 160–1 млн. лет [16] связан с началом этапа надвиговых деформаций и с субдукционными процессами в смежной Удско-Мургальской дуге. Эти позднеюрские события достаточно уверенно коррелируются с началом коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном, формированием Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса и гранитоидов Главного пояса в центральной части Верхояно-Колымской складчатой области [1].

Поздний дислокационный метаморфизм 119–0,5 млн. лет, указывающий на формирование руд Нежданинского месторождения 120–1,3 млн. лет [7, 8, 16] и синхронных даек лампрофиров 121–1 млн. лет [13], проявился на рубеже надвиговых и сдвиговых деформаций. К концу этой эпохи прекращается складчатость и вулканическая деятельность Удско-Мургальской дуги, а на севере заканчивается коллизия Колымо-Омолонского микроконтинента и Чукотского блока с Северо-Азиатским кратоном [10]. Таким образом, тектонические структуры района месторождения Нежданинское, сформированные в два этапа в оксфорд-аптское время (160–119 млн. лет), убедительно коррелируются со временем и историей развития основных коллизионных тектонических элементов Верхояно-Колымской складчатой области.

В конце альба—начале сеномана по периферии новообразованной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона закладывается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. В районе Нежданинского месторождения это событие отмечено активизацией сдвиговых структур, внедрением гранитоидов Курумо-Гельдинского интрузивного комплекса 94–1 и 92,6–0,8 млн. лет [13] и формированием полиметаллических руд [2]. В конце позднего мела с прекращением магматической деятельности Охотско-Чукотского пояса происходит окончательное становление основных тектонических элементов мезозойского Северо-Востока России.

Геодинамическая обстановка на юго-востоке Северо-Азиатского кратона, в состав которого входит рассматриваемый район, в течение всего указанного времени (конец поздней юры—конец позднего мела) характеризовалась режимом активной континентальной окраины с субдукцией в северном направлении Палеотихоокеанской океанической литосферы [10]. В этом регионе в процессе позднемезозойских тектонических событий индентором выступал Охотский

континентальный блок [7], возникший в результате среднепалеозойского рифтогенеза, когда был отколот от края Сибирского континента, но не удален от него. Субдуцирующая литосфера подталкивала этот Охотский индентор, располагавшийся в висячем крыле зоны субдукции, в северном направлении, в котором он смещался до полного прекращения процесса субдукции в конце позднего мела. При движении Охотского блока на север определенную роль в возникновении тектонических дислокаций Южно-Верхоянского синклинория северо-восточного простирания сыграла неровная конфигурация западного ограничения блока. Выпуклый к северо-западу Верхнемайский выступ фундамента, который своим косым давлением на верхнепалеозойские терригенные толщи Южно-Верхоянского синклинория долготного направления создавал северо-западную ориентировку внешних напряжений сжатия и поперечные им тектонические структуры.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216—221.
- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. и др. Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруднения Нежданинского рудно-магматического узла // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона / Мат-лы Всерос. науч. конф., 27—30 сентября 2011 г. — Якутск: ИПК СВФУ, 2011. Т. II. С. 25—30.
- Гамянин Г.Н., Бортников А.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2000.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
- 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.
- Прокопьев А.В. Кинематика позднемезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. — Якутск, 1989.
- Прокопьев А.В., Третьяков Ф.Ф., Гамянин Г.Н. и др. Структура Нежданинского золоторудного комплексного месторождения (Северо-Восток Азии) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд / Мат-лы науч. конф., 3—7 октября 2005 г. — Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. Т. I. С. 88—91.
- Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х. и др. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 57—63.
- Ситтер де Л. У. Структурная геология. — М.: ИЛ, 1960.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
- Третьяков Ф.Ф. Морфологические типы кливажа и их классификация // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1520—1531.
- Третьяков Ф.Ф. Новые данные по тектоническому строению районов некоторых рудных полей Восточной Якутии // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 101—106.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С. и др. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487—512.
- Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1990.
- Andersen E.M. The dynamics of faulting. — Edinburgh: Oliver and Boyd, 1951.
- Prokopyev A.V., Toro J., Hourigan J.K. et al. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. Pp. 71—84.
- Prokopyev A.V., Tretyakov F.F., Tronin A.V. Tectonic structures of the Nezhdaninka gold deposit (northeastern Asia) // Mineral Deposits: Meeting the Global Challenge (Eds. Jingwen Mao, F.P. Bierlein). — Berlin: Springer, 2005. Vol. 1. Pp. 1163—1165.

Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита

А.А.КРАВЧЕНКО, А.И.ИВАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), И.Р.ПРОКОПЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН); 630090, г.Новосибирск, проспект Академика Коптюга, д.3), А.И.ЗАЙЦЕВ, Е.Е.БИКБАЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены данные по взаимоотношениям, петрохимии, Rb/Sr возрасту и изотопии различных геолого-структурных и петрографических типов мезозойских магматических пород малоизученного Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита. Проведено сравнение изотопных и геохимических данных с мезозойскими магматическими породами Центрально-Алданского района. На основании отличий в структурном положении и вещественном составе мезозойских магматических пород двух районов сделаны выводы о различной металлогенической специализации интрузий в породах фундамента чехла и зональности рудно-магматических систем.

Ключевые слова: Алдано-Становой щит, мезозойская активизация, щелочной магматизм, Тыркандинский район, редкие металлы.

Кравченко Александр Александрович, freshrock@yandex.ru

Иванов Алексей Иванович, leps_2002@mail.ru

Прокопьев Илья Романович, prokopen_ilya@mail.ru

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

Бикбаева Елена Евгеньевна, bikbaeva77@mail.ru

Features of composition and formation age of Mesozoic intrusions of Tyrkanda ore region of Aldan-Stanovoy shield

A.A.KRAVCHENKO, A.I.IVANOV, I.R.PROKOPIEV, A.I.ZAITSEV, E.E.BIKBAEVA

The paper presents data on relations, petrochemistry, Rb/Sr history and isotopy of different geologic-structural and petrographic types of Mesozoic magmatic rocks of poorly studied Tyrkanda ore region of Aldan-Stanovoy shield. The comparison of isotopic and geochemical data with the same of mesozoic magmatic rocks of Central-Aldan ore region was carried out. According to differences in structural position and substance composition of Mesozoic magmatic rocks of two regions, conclusions about different metallogenic specialization of intrusions in basement rocks and cover rocks and different zoning of ore-magmatic systems are drawn.

Key words: Aldan-Stanovoy shield, mesozoic activation, alkali magmatism, Tyrkanda region, rare metals.

Мезозойский магматизм Алдано-Станового щита отличается спецификой и исключительным многообразием состава изверженных пород, расчленение которых может служить основой для более плодотворных исследований в области петрологии, региональной тектоники и, особенно, металлогении, так как с мезозойскими магматическими породами здесь связаны месторождения золота и ряда других полезных ископаемых [8]. Магматизм представлен породами монцитит-сиенитовой, лейцитит-щелочносиенитовой, щелочно-базитовой, гранит-гранодиоритовой формаций (В.Г.Ветлужских, 1990), слагающими массивы, штоки, лакколиты, силлы, дайки, жилы, неки и

трубки взрыва. Магматическая деятельность этого этапа активизации в различных частях щита протекала синхронно в период от позднего триаса до середины мела (220—100 млн.лет), с периодом максимальной интенсивности в поздней юре—раннем мелу (160—100 млн.лет). В размещении мезозойских интрузивных ареалов Алдано-Станового щита выявляется контролирующая роль региональных структур сводовой системы. Группировки районов магматизма, протягивающиеся с запада на восток, соответствуют региональной структурной зональности мезозоя, включающей Становой и Алданский своды, межсводовую зону депрессий и пояс ступенча-

то-флексурных дислокаций, окаймляющих Алданский щит с севера (В.Г.Ветлужских, 1990) (рис. 1). В соответствии со структурной зональностью отмечается региональная вещественная зональность магматизма и связанных с ним рудоносных гидротермально-метасоматических образований. В пределах Станового свода состав мезозойских магматических пород менее разнообразный; в основном распространены гранитоиды и кислые метасоматиты. В пределах Алданского свода в большей степени развиты щелочные породы, щелочные и кремнещелочные метасоматиты (В.Г.Ветлужских, 1990).

В качестве объекта исследований был выбран Тыркандинский рудный район, который в отличие от других районов Алданского свода, не приурочен к локальным депрессиям, выполненным породами чехла, а расположен в породах фундамента, то есть находится на более низком структурном уровне. Специфика мезозойских магматических комплексов этого района, сравнение их с породами, локализованными в пределах чехла, может пролить свет как на эволюцию щелочных магматических пород Алдано-Станового щита (их вертикальную зональность), так и на металлогению этих комплексов на различных уров-

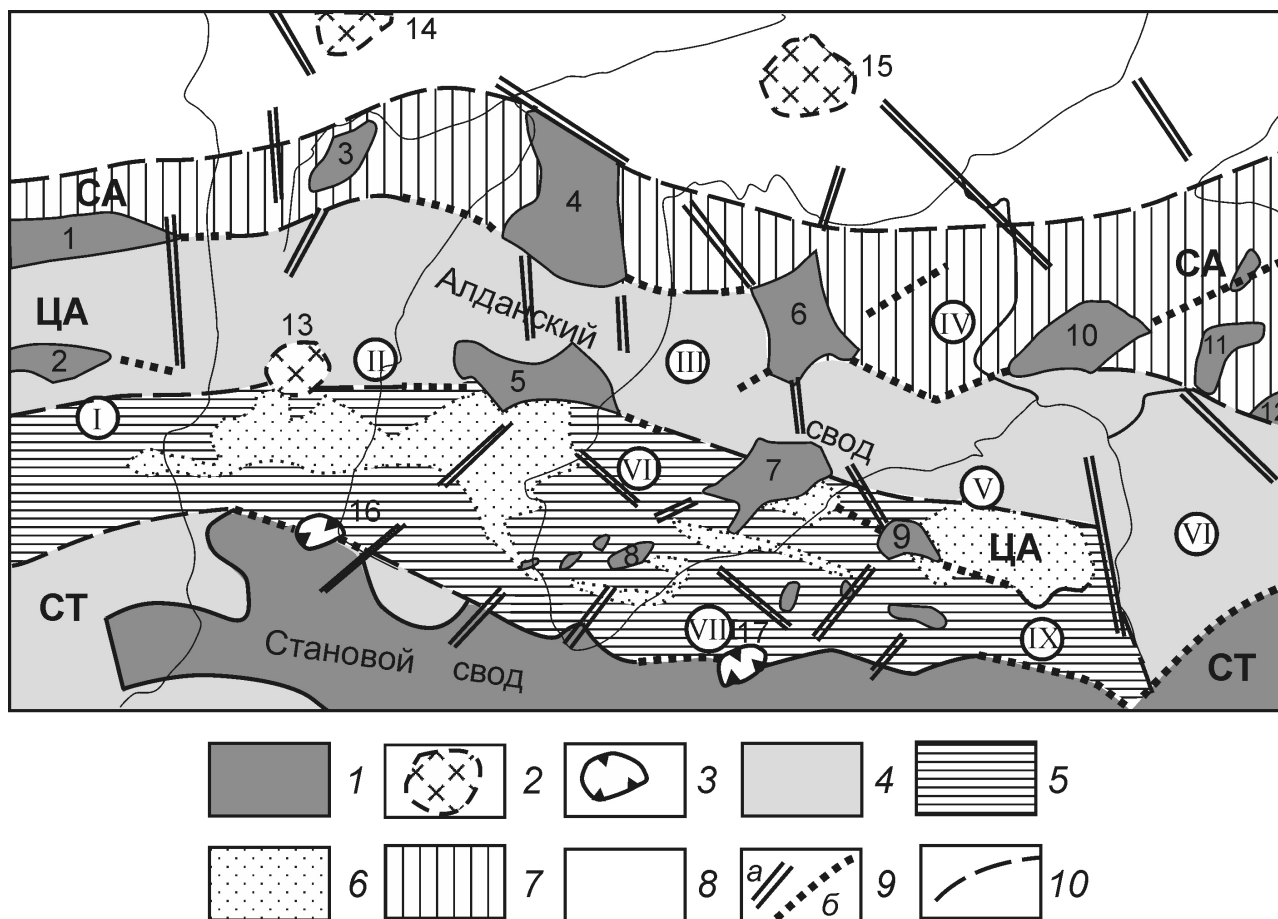


Рис. 1. Схема рудных районов Чара-Алданской металлогенической зоны Алдано-Станового щита, по В.Г.Ветлужских, 1990:

I — рудно-магматические (золотоносные) районы Алданского щита (1 — Мурун-Соктокутский, 2 — Усинский, 3 — Верхне-Амгинский, 4 — Центрально-Алданский, 5 — Нимыро-Эвотинский, 6 — Тыркандинский, 7 — Ломамский, 8 — Гувилгринский, 9 — Алтан-Чайдахский, 10 — Кет-Капский, 11 — Юнский, 12 — Томптоканский); 2 — площади с предполагаемым «слепым» мезозойским магматизмом и оруденением (13 — Ярогинская, 14 — Толбачанская, 15 — Кумахинская); 3 — золотоносные районы Северо-Станового краевого шва (16 — Кабактанский, 17 — Сутамский); 4 — сводовые поднятия мезозоя; 5 — межсводовая зона мезозойских депрессий; 6 — площади юрских терригенных отложений Южно-Якутской впадины; 7 — зона ступенчато-флексурных дислокаций, отграничивающая Алданский щит от платформы; 8 — моноклиальная структура платформы (северный склон Алданской антеклизы); 9 — магмоконтролирующие разрывы: а — древние межглыбовые швы, активизированные в мезозое, б — сопряженные со сводами; 10 — предполагаемые границы между геологическими структурами; римские цифры в кружках — жесткие массивы, блоки (I — Чаро-Каларский, II — Алданский, III — Тимптонский, IV — Суннагинский, V — Гонамо-Идюмский, VI — Хайканский, VII — Мелемкенский, VIII — Сутамский, IX — Токинский); магматические пояса: СТ — Становой, ЦА — Центрально-Алданский, СА — Северо-Алданский

нях. При этом для сравнения в пределах Алдано-Станового щита, учитывая описанную выше (В.Г.Ветлужских, 1990) зональность магматизма, был выбран район из той же вещественной зоны магматизма: Центрально-Алданский район (см. рис. 1).

Геолого-структурное положение мезозойских интрузий Тыркандинского района. Мезозойские магматические породы в пределах Тыркандинского рудного района прорывают породы фундамента (гнейсы и кристаллические сланцы) и образуют в последних крутозалегающие дайки различного простира-ния и несколько небольших штокообразных интрузий. Единственным крупным телом является Желтулинский массив, расположенный в северо-восточной части района. В его пределах наблюдается наибольшее разнообразие типов мезозойских магматических пород и их геолого-структурных взаимоотношений.

Площадь массива и прилегающая к нему территория, по данным различных исследователей, является перспективной для обнаружения коренных месторождений золота и выделяется в качестве Желтулинского золоторудного узла.

Строение Желтулинского массива и взаимоотношение с более поздними магматическими комплексами. Интрузив обладает в современном эрозионном срезе овальной формой и несколько вытянут в север-северо-западном направлении, его площадь примерно 12 10 км². В строении массива по результатам исследований авторов и другим материалам выделено семь структурно-вещественных типов пород (рис. 2).

1. Слагающие краевые части массива пуласкиты (лейкократовые щелочные сиенит-порфиры и сиениты).

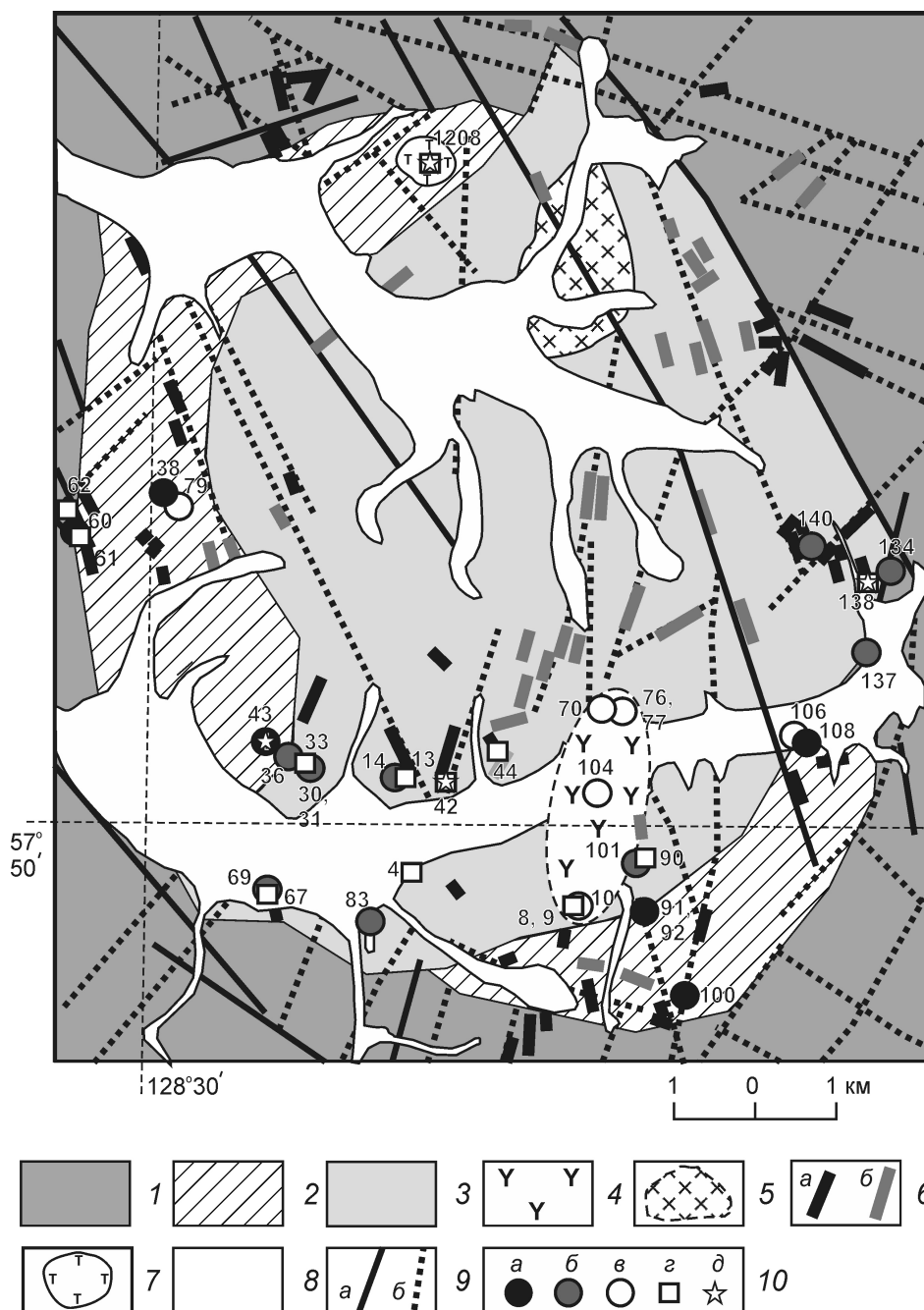


Рис. 2. Геологическая схема Желтулинского массива, с дополнениями авторов:

1 — вмещающие породы фундамента — гнейсы и кристаллические сланцы; породы Желтулинского массива: 2 — пуласкиты (редко лаурвикиты); 3 — щелочноземельные сиениты; секущие массив штоки: 4 — лаурвикитов, 5 — граносиенитов; 6 — дайки пород: а — щелочной серии (пуласкиты и лаурвикиты), б — других серий (щелочноземельные сиениты, граносиениты и гранит-порфиры); 7 — щелочные трахиты; 8 — четвертичные отложения; 9 — разломы: а — с локально проявленными катаклазитами и милонитами, б — разломы без катаклазитов и милонитов; 10 — точки опробования и номера образцов: а — пуласкитов, б — щелочноземельных сиенитов, в — лаурвикитов, г — даек и трахитов, д — в т.ч. с определениями изотопного возраста

2. Слагающие центральную часть массива щелочноземельные сиениты (субщелочные сиенит-порфиры и сиениты).

3. Интрузирующие массив штоки лаурвикитов (щелочных меланократовых сиенит-порфиров).

4. Интрузирующие массив штоки граносиенитов (вещественный состав в статье не рассматривается).

5. Приуроченные к краевой части массива дайки пуласкитов и лаурвикитов (щелочных пород).

6. Приуроченные к центральной части массива дайки щелочноземельных сиенитов, граносиенитов и гранит-порфиров (субщелочных пород).

7. Тело щелочных трахитов.

Петрография магматических пород Джелтулинского массива и секущих его тел. Пуласкиты массива являются лейкократовыми, существенно калиево-полевошпатовыми, щелочными сиенит-порфирами и сиенитами, по петрографическому составу близкими к пуласкитам, выделенным в пределах Центрально-Алданского района [7]. Породы представлены порфировыми, в равной степени гипидиоморфнозернистыми разностями с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов (КПШ) 60—90%, низким — плагиоклаза до 30%, темноцветных до 9 и рудных до 1% минералов. Для КПШ и плагиоклаза характерны две генерации. КПШ первой генерации представлен порфировыми выделениями неправильной вытянутой формы, границы зерен которых имеют характер сутуровых швов и пертитовое строение. Периферийные части зерен частично пелитизированы, несут в себе включения плагиоклаза и цветных минералов. Вторая генерация КПШ представлена небольшими зернами основной массы, неправильной формы частично или полностью измененные вторичными процессами, редко в виде включений в зернах КПШ первой генерации. Плагиоклаз первой генерации представлен самостоятельными прямоугольными, призматическими зернами с неправильными очертаниями, измененными вторичными процессами, плагиоклаз второй генерации — мелкими призматическими, удлиненными включениями как в порфировых выделениях КПШ, так и в основной массе, практически незатронутых вторичными процессами. Также отмечаются небольшие редкие шлиры и скопления темноцветных минералов. В целом, породы подвержены вторичным изменениям, в частности развитию пелитизации по КПШ.

Щелочноземельные сиениты массива характеризуются большей площадью выходов чем пуласкиты. Для них характерны порфировые фации, большинство разновидностей которых имеет субщелочной характер. Содержания цветных минералов в них изменяются от 10 до 20% [7]. Как и в щелочноземельных сиенитах Центрального Алдана в этих породах редко встречаются гипидиоморфнозернистые разновидности с элементами пертитовой структуры. По сравнению с пуласкитами, щелочноземельные сиениты

характеризуются повышенным содержанием темноцветных минералов 12—19%, меньшим содержанием КПШ 35—80%, более высоким содержанием плагиоклаза до 50%. Калиевые полевые шпаты представлены двумя генерациями. Первая генерация КПШ — порфировые зерна в виде призм и прямоугольников с неровными очертаниями. КПШ второй генерации представлен мелкими неправильными, прямоугольными пелитизированными зернами в основной массе, реже в виде включений в первой генерации КПШ. В единичных шлифах присутствует позднемагматический кварц. Роговая обманка замещается биотитом и пироксеном, которые образуют редкие шлиры и скопления, расположенные вдоль зон роста порфировых кристаллов КПШ. Из вторичных процессов изменения можно отметить интенсивную пелитизацию, а также мусковитизацию и опацизацию.

Лаурвикиты штоков — щелочные меланократовые сиенит-порфиры и сиениты, для которых, по сравнению с пуласкитами и щелочноземельными сиенитами, характерно повышенное содержание темноцветных минералов от 25% [3, 7]. Лаурвикиты в большинстве случаев обладают гипидиоморфнозернистой структурой и по сравнению с пуласкитами и щелочноземельными сиенитами характеризуются высоким содержанием темноцветных минералов 24—35%, в том числе моноклинным пироксеном 5—15% двух генераций, роговой обманкой до 25 и оливином 2—4%, а также более низким содержанием КПШ 15—70% двух генераций. Моноклинный пироксен первой генерации образует удлиненные, призматические с неправильными очертаниями зерна. Пироксен второй генерации представлен мелкими призматическими зернами, образующими шлировые скопления совместно с биотитом и роговой обманкой. КПШ порфировидных выделений первой генерации присутствует в виде ортоклаза таблитчатого габитуса, с простыми двойниками, границы зерен которых имеют характер сутуровых швов и пертитовое строение, с многочисленными мелкими включениями КПШ второй генерации. Роговая обманка замещает другие цветные минералы (пироксен и биотит), в совокупности образующие характерные шлировые скопления. В шлифах диагностируется апатит 3—5%.

Щелочные породы даек. Для пуласкитов даек характерна преобладающая гипидиоморфнозернистая структура, повышенное содержание КПШ 70—90%, низкое — плагиоклаза 10—20% и темноцветных минералов 3—9%. Характерно пертитовое строение и извилистые границы между кристаллами КПШ, имеющие характер сутуровых швов. В породах присутствуют редкие шлировые скопления темноцветных минералов. Из вторичных процессов отмечается опацизация и интенсивная пелитизация КПШ. Лаурвикиты даек — меланократовые крупнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой, с высоким содержанием темноцветных минералов

1. Представительные анализы химического состава магматических пород Желтулинского массива и секущих его тел (в массовых долях, %)

Петрографические типы	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Li ₂ O	Rb ₂ O	S	F	H ₂ O	H ₂ O	П.П.П.	Сумма
Пуласкиты	38	58,3	0,47	17,8	4	1,7	0,13	1,4	3,8	5,3	6,2	0,24	0	0,01	0,02	0	0,17	0	0,42	0	99,9
	43	61	0,28	19,8	1,1	1,6	0,06	0,6	1,8	6	7,2	0,12	0	0	0,02	0,02	0,05	0,24	0,22	0,31	100
	44	62,2	0,4	17	3,4	1,4	0,13	1,1	3,6	5	5	0,22	0	0,01	0,04	0,03	0,18	0,06	0,06	0	99,7
	60	60,1	0,49	17,7	3,3	1,7	0,12	1,9	3,8	5	5,6	0,25	0	0	0,02	0	0,12	0,12	0,12	0	100,1
	91	61,4	0,35	17,9	2,1	1,7	0,11	1,6	2,4	5,5	6,2	0,12	0,55	0	0,02	0,02	0,05	0,08	0,11	0	100,1
	92	60,6	0,27	17,9	2,5	1,2	0,1	1,3	2,3	4,4	7,4	0,1	0	0,01	0,03	0,45	0,03	0,28	0,91	0,48	99,8
	100	57,2	0,31	21,9	1,8	0,6	0,08	0,4	1,3	8,2	6,5	0	0	0,01	0,03	0,03	0,17	0,32	1,03	0,2	99,7
	108	61,6	0,37	18,4	2,9	0,7	0,08	1,4	2	5,6	6,7	0,14	0	0,01	0,02	0,05	0,01	0,22	0,1	0	100,1
	14	61,4	0,48	17	3,9	1,3	0,1	1,5	3,5	4,8	5,2	0,21	0	0	0,02	0	0,1	0,18	0,34	0,11	99,9
	30	62	0,46	17,1	3,7	1,3	0,11	1,6	3,4	2,9	5,9	0,2	0	0	0,02	0,05	0,1	0,26	0,38	0,43	99,5
Щелочноземельные сиениты	31	59,5	0,48	16,9	4	1,5	0,12	2	4,3	4,8	5,3	0,27	0	0	0,01	0,09	0,1	0,14	0,2	0,11	99,7
	36	61,3	0,35	18,4	3,1	1,4	0,08	0,7	2,8	4,8	6	0,13	0,27	0	0,04	0,04	0,09	0,1	0,12	0	99,6
	69	58,2	0,61	16,3	4,5	2,1	0,13	3,2	4,8	4,5	5,2	0,37	0	0	0,02	0,02	0,06	0,14	0,23	0	100,1
	82	61,8	0,51	16,7	3,1	1,9	0,12	2	3,1	5	5,6	0,24	0	0	0,02	0,05	0,05	0,14	0,32	0	100,4
	83	60,4	0,51	16,5	3,5	2,1	0,12	2,2	3,9	4,5	5,2	0,28	0,52	0	0,01	0,02	0,05	0,08	0,11	0	99,8
	101	62,1	0,47	16,4	3,9	1,1	0,12	0,9	3,9	4,8	5,2	0,25	0	0	0,02	0,04	0,09	0,22	0,29	0,1	99,7
	134	57,4	0,62	14,9	4,9	1,8	0,17	2,7	4,3	4,1	5,2	0,36	1,35	0,01	0,02	0,96	0,15	0,22	0,48	0,8	100,2
	137с	60,9	0,4	17,4	3	1,4	0,12	1,2	2,5	5,3	6	0,15	0,27	0,01	0,02	0,04	0,15	0,24	0,22	0,42	99,5
	140	59,1	0,58	16	4,5	1,9	0,13	2,5	4,3	4,4	4,7	0,34	0	0	0,01	0,12	0,08	0,18	0	0,82	99,4
	10	57	0,65	16,6	4,8	1,8	0,12	2,3	4,5	4,5	6,6	0,35	0	0	0,02	0,1	0,14	0,14	0,36	0,02	99,7
Лаурвикиты	70	60,7	0,6	17,4	3,6	1,8	0,12	1,3	3,3	4,7	5,9	0,26	0	0	0,02	0	0,05	0,2	0,36	0	100
	76	55,5	1,16	12,8	9,2	3,5	0,29	3,5	6,1	3,2	3,7	0,6	0	0	0,01	0	0,12	0,16	0,37	0	99,9
	77	60	0,62	17,3	3,5	2	0,14	1,5	4,4	4,8	5,3	0,29	0	0	0,01	0,03	0,06	0,12	0,23	0	100,2
	79	59,1	0,41	17,6	2,9	2,2	0,12	1,4	4,1	5,1	6,3	0,26	0	0,01	0,02	0	0,08	0,16	0,6	0	100,1
	104	60,7	0,29	18,9	2,8	1	0,08	0,5	2,2	6,6	6,7	0,12	0	0,01	0,02	0,05	0,08	0,36	0,43	0,05	100,4
	106	58,2	0,56	17,3	4,3	1,6	0,13	1,3	5,3	5,1	5,4	0,32	0	0,01	0,02	0,03	0,12	0,2	0,32	0	99,8

Петрографические типы	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Li ₂ O	Rb ₂ O	S	F	H ₂ O	H ₂ O	П.П.П.	Сумма
Дайки нерасчлененные	4	63,4	0,23	17,9	2,1	0,9	0,06	0,5	1,8	5,8	6,9	0,06	0	0	0,01	0,04	0,04	0,2	0,36	0	100,1
	7	59,6	0,45	17,6	3,4	1,3	0,1	1,4	3,6	5,5	6,6	0,21	0	0,01	0,03	0,05	0,15	0,34	0	0,18	100,2
	8	62,6	0,32	18,2	2,7	0,7	0,09	0,5	1,9	6,1	6,5	0,07	0	0,01	0,03	0,01	0,11	0,22	0,29	0,12	100,3
	13	60,1	0,59	17,6	4,1	1,3	0,1	0,9	4,3	4,8	5,7	0,25	0	0	0,02	0,05	0,12	0,12	0,16	0,1	100,1
	42	62,8	0,23	19,2	1,3	1,6	0,08	0,7	1,7	5	6,7	0,14	0	0	0,02	0,01	0,04	0,18	0	0,47	100
	46	60,2	0,39	17,4	3,4	1,6	0,11	1,7	3,3	5,1	6,7	0,21	0	0	0,03	0	0,12	0,12	0,03	0	100,1
	61	63,9	0,35	19,1	1,5	0,6	0,03	0,2	1,7	4,9	7,5	0,02	0	0	0,04	0,02	0,04	0,12	0,09	0	100
	62	63,1	0,31	19	2,4	0,9	0,07	0,3	2,2	4,8	6,4	0,07	0,27	0	0,04	0,02	0,08	0,14	0	0	99,7
	67	63,2	0,28	18,7	1,9	0,9	0,08	0,2	1,4	6	6,8	0,02	0,27	0	0,04	0,02	0,05	0,14	0,19	0	99,9
	90	60	0,38	17,3	2,9	1,7	0,13	1,7	3,7	5,1	5,5	0,21	0,55	0	0,02	0	0,04	0,18	0,16	0	99,4
Трахит	138	57	0,53	16,9	3,4	2,3	0,13	2,8	5	5,2	5,4	0,28	0	0,01	0,02	0,09	0,17	0,36	0,53	0,39	100
	1208	52,5	0,64	14,4	3,6	4,7	0,16	5,3	7,3	3,9	6	0,68	0	0,01	0,02	0,03	0,12	0,16	0,52	0	99,8

Примечание. Анализы выполнены методом мокрой химии в ИГАБМ СО РАН, г. Якутск; аналитики: Л.Т.Галенчикова, С.Е.Дьяконова, О.К.Самсонова; привязку см. на рис. 2.

лов 25%, относительно низкими — калиевого полевого шпата 70—75% и довольно низким — плагиоклаза 1%. Для пород характерно пертитовое строение КППШ. Из особенностей состава можно отметить замещение эпидотом роговой обманки и пироксена. Из вторичных процессов отмечается опацификация биотита и пелитизация КППШ.

Субщелочные породы даек. Щелочноземельные сиениты даек представлены гипидиоморфнозернистыми породами с элементами порфировой и пертитовой структуры. Породы характеризуются относительно низкими содержаниями КППШ 50—80%, высокими — плагиоклаза до 30% и повышенным содержанием темноцветных минералов 15—18%. Редкие порфиновые выделения калиевого полевого шпата и плагиоклаза представлены первой генерацией. КППШ и плагиоклаз второй генерации, наряду с сосуществующими темноцветами, также являются составляющими минералами гипидиоморфнозернистой основной массы. Темноцветные минералы, представленные роговой обманкой, пироксеном и биотитом, ассоциируют с рудным минералом, и образуют кучные скопления, неравномерно распределенные по породе.

Щелочные трахиты. Породы обладают трахитовой, с элементами порфировой, структурой, обусловленной субпараллельным расположением призматических кристаллов КППШ (80%), тонких лейст биотита (10%), кварца (7%) и плагиоклаза (3%). Порфиновые выделения представлены гипидиоморфнозернистыми удлиненно-призматическими и слегка округлого габитуса кристаллами ромбического и моноклинного пироксена. Биотит присутствует в двух генерациях и формирует шлировые скопления как в ассоциации с пироксеном, так и в виде самостоятельных индивидов.

Химический состав различных петрографических типов пород. По основным химическим параметрам *пуласкиты* и *лаурвикиты* близки таковым Центрального Алдана [7]. Общая тенденция — уменьшение от пуласкитов к лаурвикитам содержания SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и увеличение содержаний TiO₂, FeO*, MnO, MgO, CaO. Отличительная особенность магматических пород Желтулинского узла — уменьшение содержаний K₂O в этом же ряду [7]. *Щелочноземельные сиениты* по сравнению с пуласкитами и лаурвикитами массива характеризуются повышенными содержаниями (в %): TiO₂ 0,29—1,16, FeO* 3,80—12,70, MnO 0,08—0,29, MgO 0,50—3,50, CaO 0,50—6,10, P₂O₅ 0,12—0,60 и относительно низкими SiO₂ 55,50—60,70, K₂O 3,70—0,60 (табл. 1). Породы *даек* отличаются от сиенитов массива и штоков лаурвикитов несколько пониженными содержаниями (в %): TiO₂ 0,23—0,59, MnO 0,03—0,13, MgO 0,20—1,70, CaO 1,40—3,70, P₂O₅ 0,02—0,25, при повышенных SiO₂ 57,0—63,9, Al₂O₃ 17,3—19,2 и K₂O 5,50—7,50%, преобладающего над Na₂O 4,80—6,10.

Щелочные трахиты отличаются от всех групп пород повышенным содержанием (в %): TiO_2 0,64, MgO 5,30, CaO 7,30, P_2O_5 0,68 и низкими Al_2O_3 14,40 и Na_2O 3,90 (см. табл. 1).

По соотношению суммы щелочей и кремнезема ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 [5], магматические породы Тыркандинского района относятся к группе средних пород субщелочного и щелочного рядов (рис. 3). На диаграмме Бородин [4] точки составов пород, как и таковые Центрального Алдана, тяготеют к щелочным базальтовым, субщелочным высококалийным породам и близки к трендам трахитовой, щелочно-базальтоидной и частично к латитовой петрохимических серий (рис. 4).

Редкоземельный состав пород. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в магматических породах Тыркандинского района близко к таковому

пород Центрально-Алданского [6] (рис. 5). Все породы характеризуются близкими содержаниями легких и тяжелых редкоземельных элементов (табл. 2), что может свидетельствовать о близких составах первичных источников для этих пород. Наибольшие отличия устанавливаются по содержаниям щелочноземельных элементов (Ba, Sr) и редких щелочей (Rb, Cs). Щелочноземельными элементами более богаты породы Центрально-Алданского, редкими щелочами — Тыркандинского районов. Характерно отсутствие положительной аномалии Ba в породах Тыркандинского района. Наряду с редкими щелочами, магматические породы Тыркандинского района имеют более высокие содержания радиоактивных элементов (Th, U) и тяжелых литофильных высокочargedных редких металлов (Zr, Nb, Ta). Известно, что геохимия Ba в магматических процессах, с одной стороны, и Nb, Ta, Zr, Hf с другой, во многих отношениях прямо противоположны. При образовании несмешивающихся алюмофторидных и алюмосиликатных расплавов Ba концентрируется в первых, Nb, Ta, Zr, Hf во вторых [12]. При этом иногда наблюдается рост Ta/Nb в алюмосиликатных расплавах [2]. Поэтому не исключено, что расплавы для пород Тыркандинского района имели алюмосиликатный, а для Центрально-Алданского алюмофторидный уклон. Более высокие концентрации редких щелочей (Rb, Cs) и радиоактивных элементов (Th, U) в породах Тыркандинского района могут быть обусловлены этим отличием. Обогащение фтором и барием расплавов при достижении более высокого структурного уровня возможно как в результате магматической дифференциации [2], так и за счет ассимиляции вмещающих пород.

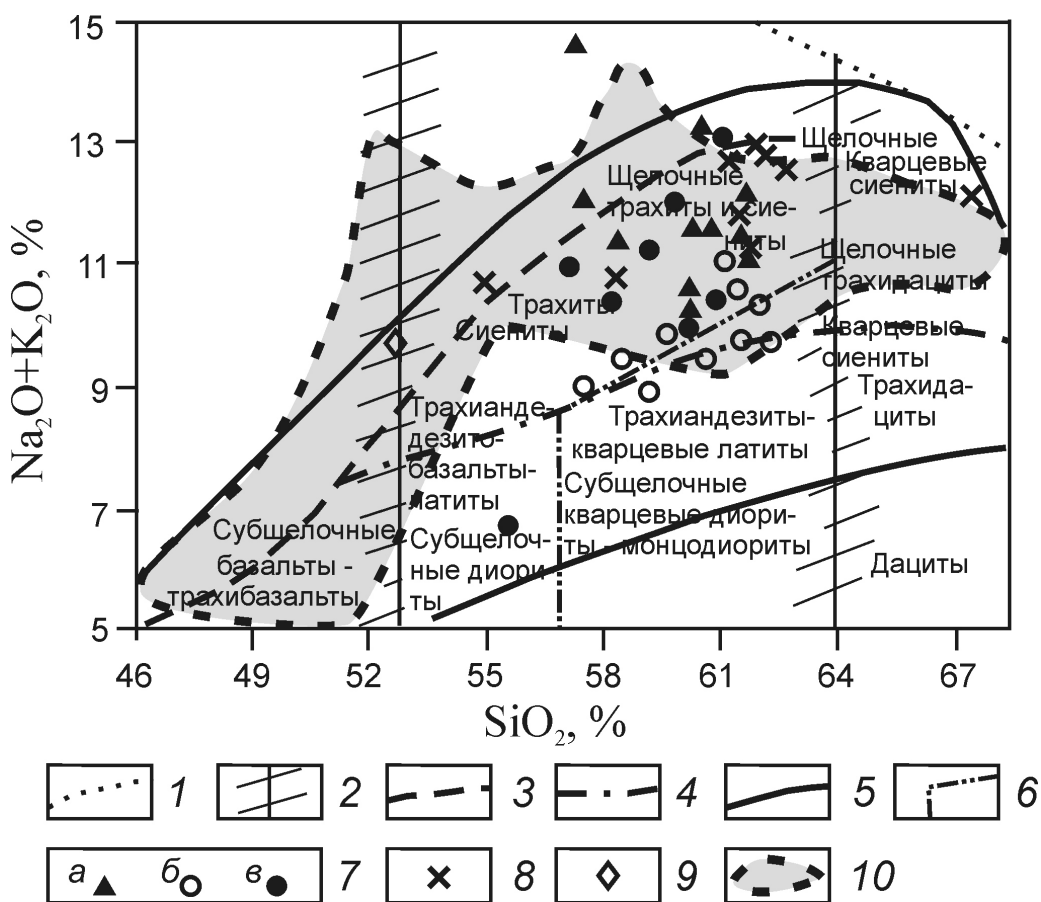


Рис. 3. Расположение точек составов мезозойских магматических пород Тыркандинского района на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$:

1 — поле распространения химических составов магматических горных пород и 2 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с «полями неопределенности» согласно работе [5]; граница поля распространения: 3 — нижняя щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 4 — нижняя бесщелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы, 5 — верхняя субщелочных пород, 6 — кварца > 5%; 7 — сиениты массива: а — пуласкиты, б — щелочноземельные сиениты, в — лаурвикиты; 8 — дайки нерасчлененные; 9 — трахиты; 10 — магматические породы Центрального Алдана по материалам работы [7]

пород Центрально-Алданского [6] (рис. 5). Все породы характеризуются близкими содержаниями легких и тяжелых редкоземельных элементов (табл. 2), что может свидетельствовать о близких составах первичных источников для этих пород. Наибольшие отличия устанавливаются по содержаниям щелочноземельных элементов (Ba, Sr) и редких щелочей (Rb, Cs). Щелочноземельными элементами более богаты породы Центрально-Алданского, редкими щелочами — Тыркандинского районов. Характерно отсутствие положительной аномалии Ba в породах Тыркандинского района. Наряду с редкими щелочами, магматические породы Тыркандинского района имеют более высокие содержания радиоактивных элементов (Th, U) и тяжелых литофильных высокочargedных редких металлов (Zr, Nb, Ta). Известно, что геохимия Ba в магматических процессах, с одной стороны, и Nb, Ta, Zr, Hf с другой, во многих отношениях прямо противоположны. При образовании несмешивающихся алюмофторидных и алюмосиликатных расплавов Ba концентрируется в первых, Nb, Ta, Zr, Hf во вторых [12]. При этом иногда наблюдается рост Ta/Nb в алюмосиликатных расплавах [2]. Поэтому не исключено, что расплавы для пород Тыркандинского района имели алюмосиликатный, а для Центрально-Алданского алюмофторидный уклон. Более высокие концентрации редких щелочей (Rb, Cs) и радиоактивных элементов (Th, U) в породах Тыркандинского района могут быть обусловлены этим отличием. Обогащение фтором и барием расплавов при достижении более высокого структурного уровня возможно как в результате магматической дифференциации [2], так и за счет ассимиляции вмещающих пород.

Изотопный возраст. В результате изучения Rb-Sr изотопных систем магматических образований Желтулинского

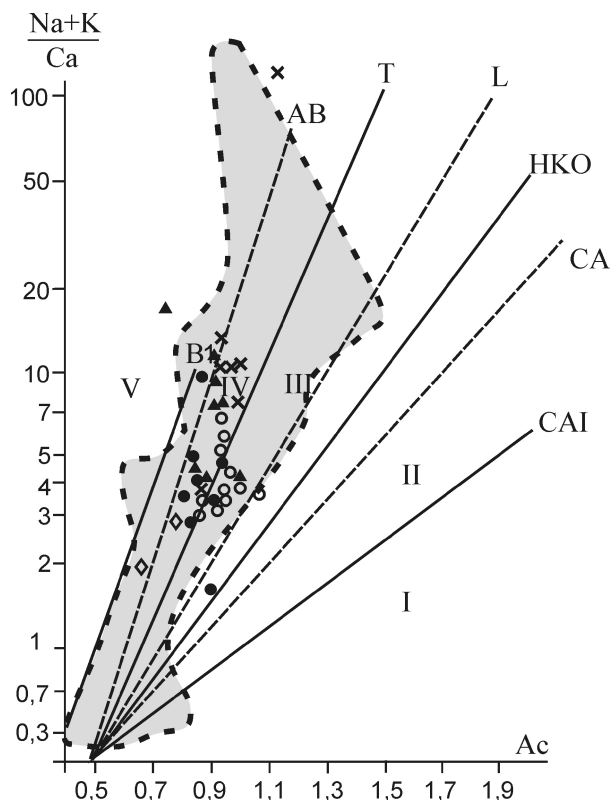


Рис. 4. Расположение точек составов мезозойских магматических пород Тыркандинского района на классификационной диаграмме (Na K/Ca) Ас:

тренды и поля петрохимических серий согласно работе [4]: CAI — известковый низкощелочной, CA — известково-щелочной, HKO — высококалийный-позднеорогенный, L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочно-базальтоидный, B1 — базанитовый; римские цифры: I—V — поля щелочности и группы серий: I — известковое (низкокалийная толеитовая), II — известково-щелочное (среднекалийная и повышеннокалийная), III — субщелочное (высококалийная), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефеленит-фонолитовая); Ас — суммарная активность катионов; см. усов. обозн. к рис. 3

узла, по минеральным изохронам получены четыре датировки и временной интервал в 138—109 млн.лет (табл. 3). Более древняя датировка (обр.43) 138 млн.лет относится к пуласкитам, предположительно

одной из наиболее ранних фаз сиенитов массива, и отвечает раннемеловому возрасту их формирования. Для даек получены более молодые датировки (в млн.лет): пуласкит (обр.42) — 125, лаурвикит (обр.138) — 110 и трахит (обр.1208) — 109. Полу-

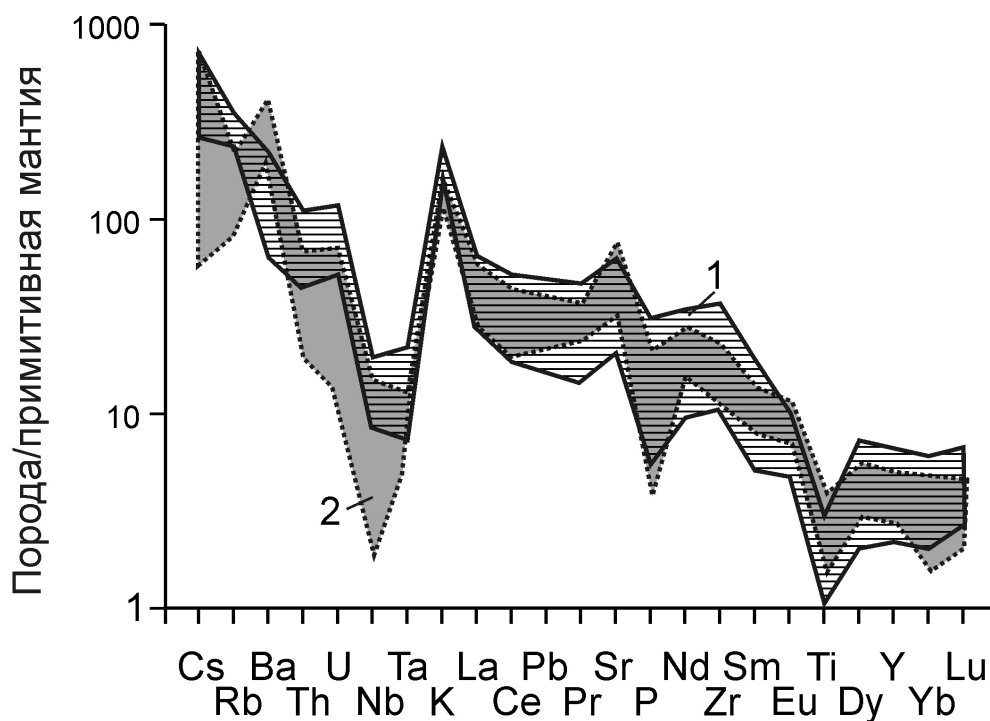


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в мезозойских магматических породах Тыркандинского района:

мезозойские магматические породы: 1 — Тыркандинского района (см. табл. 2), 2 — Центрально-Алданского района по материалам работы [6] с дополнениями авторов; нормировано по примитивной мантии [15]

ченные относительно низкие значения первичного изотопного отношения стронция I_0 0,7064—0,7078 для сиенитов массива, а также для даек сиенитов и трахитов, предполагают для них нижнекоревой протолит повышенной основности, или участие в их формировании мантийного вещества [1, 13]. Возраста и изотопные данные сопоставимы с таковыми Центрального Алдана, для которого возрастной интервал формирования различных магматических комплексов составляет 143,3—125,0 млн.лет по данным U-Pb датирования цирконов [11]. Согласно работе [6] источник расплавов был, по-видимому, неоднороден, на что указывают значения первичного изотопного отношения

2. Содержания редких и редкоземельных элементов в породах Желтулинского массива и секущих его телах (в г/т)

Петрографические типы	Образцы	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
Пуласкиты	43	200	505	10	115	6,7	3,8	528	19	32	4,1	14	2,3	0,8	1,9	0,3	1,6	0,3	1	0,2	1	0,2	3,5	0,5	3,8	1,1
	108	209	943	10	130	6,4	2,5	1184	19	33	4,1	14	2,5	0,9	2	0,3	1,7	0,3	1	0,2	1,1	0,2	3,7	0,4	4	1,2
Щелочноземельные сyenиты	69	172	808	21	210	11	2,4	1022	32	63	8	29	4,8	1,2	3,9	0,6	3,7	0,7	2,1	0,3	2,2	0,3	6,1	0,7	6	1,7
	101	185	672	21	249	14	2,6	776	38	67	8,5	30	4,8	1,1	3,9	0,6	3,6	0,7	2,2	0,4	2,3	0,4	7,7	0,9	9,5	2,5
	140	152	816	19	333	10	2,5	1080	31	58	7,4	27	4,6	1,2	3,7	0,6	3,3	0,7	2,1	0,3	2,1	0,3	9	0,6	5,2	1,8
Лаурукиты	10	180	1319	18	170	8,8	3,1	1405	26	49	6,6	24	4,3	1,3	3,4	0,5	3	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3	5	0,5	6,4	2,1
	77	159	1021	30	301	17	2,1	1183	45	93	13	47	8,5	1,7	6,3	1	5,4	1,1	3,1	0,5	3	0,5	8,1	1,3	6,1	1,6
Дайки нерасчленен- ные	79	226	899	15	183	6,9	4,8	955	22	40	5,1	18	3,2	1,1	2,6	0,4	2,3	0,5	1,5	0,3	1,7	0,3	4,8	0,3	6,5	2,2
	7	210	902	17	185	11	3,7	1117	28	50	6,2	22	3,8	1,1	3,2	0,5	2,7	0,6	1,7	0,3	1,8	0,3	5,4	0,6	7,4	2,3
	42	181	436	10	416	6	2,6	448	20	33	4	13	2,2	1	1,7	0,3	1,5	0,3	1	0,2	1,3	0,2	9,4	0,3	4,8	1,3
	138	195	1132	18	171	9,2	5,5	1215	28	55	7,1	26	4,6	1,3	3,7	0,5	3,2	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3	5	0,5	5,5	1,7
Трахит	1208	190	1231	19	147	8,1	4	1564	26	52	7,1	27	5,1	1,4	4,3	0,6	3,4	0,7	1,8	0,3	1,9	0,3	4,5	0,5	4,9	1,6

Примечание. Анализы выполнены на LA ICP-MS в ИГМ СО РАН, г.Новосибирск, под руководством канд. геол.-минер.наук А.В.Травина.

3. Результаты Rb-Sr изотопного анализа, Rb-Sr изохронный возраст и первичный изотопный состав стронция (I₀) образцов магматических пород Желтулинского массива и секущих тел

Образцы	Порода	Материал	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн.лет	I ₀
43	Пуласкит	Порода	54,9383	35,914	1,5121	0,7099	138 1,1	0,7064 0,0005
		Биотит	179,824	2,9771	59,7077	0,8237		
		КПШ	58,4398	53,4077	1,0816	0,708		
42	Пуласкит	Порода	52,1861	39,2782	1,3133	0,7118	125 0,8	0,7092 0,0003
		Биотит	121,208	2,9097	41,1775	0,7821		
		КПШ	61,2887	49,4741	1,2246	0,7111		
138	Лаурукит	Порода	54,6147	116,422	0,4637	0,7085	110	0,7078
		Биотит	137,731	17,3856	7,831	0,72		
1208	Трахит	Порода	53,4351	161,815	0,3264	0,7083	109	0,7078
		Биотит	151,24	5,1251	29,1704	0,7531		

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, под руководством канд. геол.-минер. наук А.И.Зайцева, образец 1208 предоставил Е.А.Кардаш, ГУГПП «Якутскгеология»; ⁸⁷Rb и ⁸⁶Sr, в мкг/г.

стронция в породах Центрального Алдана. Так, для Якокутского массива величины первичного стронциевого отношения I_0 для сиенитов и малиньитов 0,70512 и 0,70536, для лампроитов — 0,70572 и 0,70605, для фонолитов и для одного из образцов лейцититов — 0,70605—0,70822. Столь различные значения первичного отношения изотопов стронция исключают возможность образования этих пород в результате процессов дифференциации единой первичной магмы или различной степени плавления гомогенного источника. Скорее всего, они указывают на происхождение из различных источников [6].

Обсуждение и выводы. Особенности состава мезозойских магматических пород как Центрально-Алданского, так и Тыркандинского районов свидетельствуют об участии в их формировании не только мантийного, но и корового материала. Модельный возраст некоторых образцов лампроитов 2,3—1,5 млрд. лет [10], отрицательные значения Nd в калиевых породах Алдана [6], Pb-Pb возраст цирконов в нижнекоровых ксенолитах 1900—1963 млн. лет из сиенитов [14] центральной части Алдано-Станового щита указывают на палеопротерозойский возраст источников. Внедрение мезозойских интрузий Тыркандинского района, как и большинства интрузий Центрально-Алданского, произошло в раннемеловую эпоху.

Обнаруженные закономерности в строении Желтулинского рудного узла позволяют наметить общие черты развития рудно-магматической системы. Внедрение разновозрастных магматических пород как и на Центральном Алдане [6] происходило пульсационно, с сохранением от массива к дайкам единой зональности составов пород: щелочные породы в краевых частях узла, менее щелочные в центральной части (см. рис. 2). Подобная зональность прослеживается и во многих массивах Центрально-Алданского района. Зональность может быть объяснена различием в вязкости расплавов. Расплав, обогащенный кремнием, вероятно, был более вязким и при подъеме локализовался в центральной части, отжимая менее вязкие щелочные расплавы к периферии. Периферийные части схожих рудно-магматических систем соответствуют краевым частям минимумов гравитационного поля [9].

Вертикальная зональность прослеживается более четко. Сиениты в породах фундамента обогащены Th, U, Nb и Ta. Их большой потенциал для образования высоких концентраций перечисленных элементов подкрепляется обнаруженными авторами в результате ICP-MS анализа аномальными содержаниями Th до 0,021%, а также U до 24, Nb до 55, Ta до 5 г/т в метасоматитах вблизи пуласкитов Желтулинского массива. Наибольшие потери этих элементов из магмы происходят, по-видимому, в верхней части фун-

дамента или на границе фундамента и чехла, что следует из геохимических отличий магматических пород Тыркандинского и Центрально-Алданского районов. Крупные урановые месторождения последнего образованы именно на этом структурном уровне.

Работа выполнена при поддержке Партнерским интеграционным проектом СО РАН № 99.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии земли, коры и атмосферы. — Апатиты, 1988.
2. Алферьева Я.О. Явления силикатно-солевой жидкостной несмешиваемости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si-Al-Na-Li-H-F-O // Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. — М., 2012.
3. Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района // Петрография СССР. Серия 1 Региональная петрография. 1940. Вып. 10.
4. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
6. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35—45.
7. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
8. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1975. № 4. С. 16—32.
9. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золотоурановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3—26.
10. Махоткин И.Л. Изотопный состав Sr и Nd в лампроитах Алдана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 3. С. 576—580.
11. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) // Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. — СПб, 2012.
12. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Процессы концентрирования Ta, Nb, Zr, Hf, связанные с гранитоидным магматизмом, по экспериментальным данным // Вестник ОИГГГН РАН. 2000. Т. 1. № 5 (15). С. 86—87.
13. Farley K.A., Natland J.H., Graig H. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 111. Pp. 183—199.
14. Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V. et al. First data on the composition and age of the lower crust of the central part of the Aldan-Stanovoy Shield: results of study of xenoliths from Mesozoic plutons // Craton Formation and Destruction with Special Emphasis on BRICS Cratons University of Johannesburg, South Africa 21—22 July 2012. Workshop Abstract Volume. Pp. 62—63.
15. Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. — Oxford: Blackwell, 1989. Pp. 313—345.

Минералогия раннедокембрийского керакского комплекса Алдано-Станового щита

В.И.БЕРЁЗКИН, А.А.КРАВЧЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены представительные данные о составах и взаимоотношениях минералов уникального по минеральному и химическому составу раннедокембрийского расслоенного анортозит-габбро-троктолитового керакского комплекса, расположенного в центральной части Алдано-Станового щита. Породообразующие минералы комплекса характеризуются составами, редко встречающимися в породах региона, что связано с их формированием из необычного высокоглиноземистого и недосыщенного SiO_2 расплава с низким содержанием щелочей. Определены параметры гранулитового метаморфизма пород комплекса. Обнаружена уникальная для пород гранулитовой фации умеренных давлений ассоциация породообразующих минералов: шпинель оливин анортит. Впервые описана рудная минерализация, отличающаяся по составу от известных в центральной части Алданского щита месторождений.

Ключевые слова: Алдано-Становой щит, керакский комплекс, гранулитовая фация, породообразующие минералы, анортит, расслоенные интрузии, ранний докембрий.

Берёзкин Василий Ионович

Кравченко Александр Александрович, freshrock@yandex.ru

Mineralogy of the Early Precambrian Kerak complex of the Aldan-Stanovoy shield

V.I.BERYOZKIN, A.A.KRAVCHENKO

Representative data on compositions and relations of minerals of Early Cambrian layered anorthosite-gabbro-troctolite Kerak complex, unique in mineral and chemical composition, located in central part of Aldan-Stanovoy shield, are given. Rock forming minerals of the complex are characterized by compositions, rarely occurring in region rocks, that is connected with their formation from unusual high- Al_2O_3 and low- SiO_2 melt with low alkali content. Parameters of granulite metamorphism of the complex rocks are defined. Association of rock forming minerals (spinel olivine anorthite), being unique for the rocks of granulite facies of low pressures, is discovered. Ore mineralization, differing in composition from deposits, known in central part of Aldan shield, is described for the first time.

Key words: Aldan-Stanovoy shield, Kerak complex, granulite facies, rock forming minerals, anorthite, layered intrusions, Early Cambrian.

В связи с открывшимися в последние десятилетия перспективами золотоносности докембрийских кристаллических сланцев гранулитовой фации Нимнырского блока центральной части Алдано-Станового щита [14, 23] авторы данной публикации проводят исследования по разработке критериев расчленения и изучению обстановок формирования метаультрабазит-базитовых комплексов раннего докембрия с различной металлогенической специализацией в этом районе. Сравнительным изучением охвачены как общепризнанные комплексы, так и комплексы, рекомендованные к выделению относительно недавно. К наиболее изученным относятся унгринский [7], медведевский [20], нелюкинский [1] комплексы, а также metabазиты, встречающиеся в ареалах ортогнейсового инфракрустального комплекса и включаемые в курумканскую и федоровскую толщи [8, 21]. К наименее изученным относился керакский комплекс (КК), выделенный только в 1991 г. В.И.Шевченко и Н.И.Веревкиным из состава федоровской толщи (свиты) и рекомендованный Д.В.Утробин-

ным в 2001 г. к введению в новую легенду для составления Алданской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 в качестве невалидного комплекса. На основании полученных в процессе доизучения комплекса новых геологических, петрографических и геохимических данных впервые была показана его уникальность как по минеральному, так и по химическому составам. Установлено разнообразие типов метаморфических пород, позволяющее классифицировать его как метаморфизованный в гранулитовой фации расслоенный интрузивный комплекс [2, 3]. Из известных это единственный раннедокембрийский расслоенный комплекс в северной части Алдано-Станового щита. Представительные данные о составе пород и выводы о природе комплекса были опубликованы ранее, в т.ч. приведены единичные данные о составе некоторых породообразующих минералов [3].

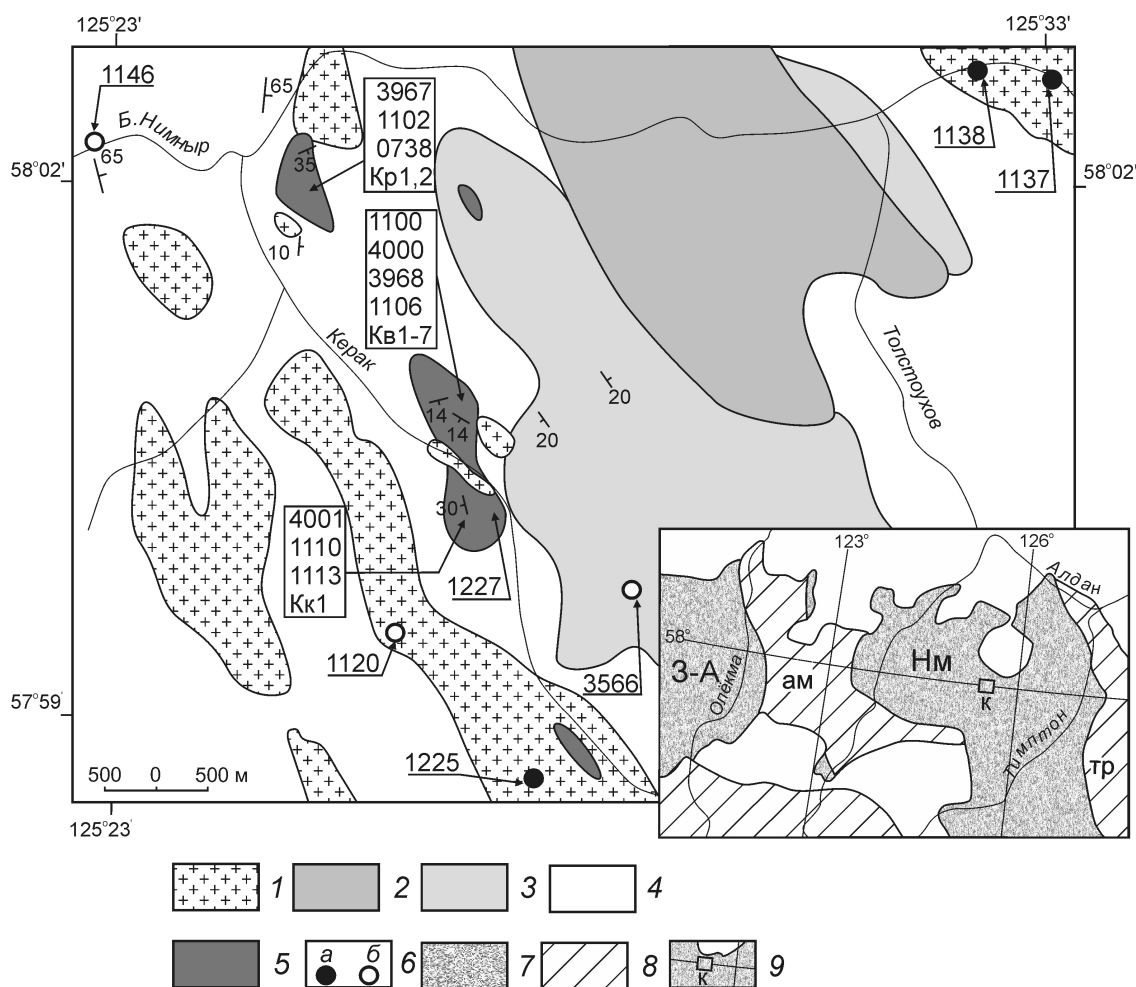
В этой статье рассмотрены особенности состава породообразующих минералов из всех типов пород,

в меньшей мере — составы вторичных и акцессорных минералов, а также обнаруженной в последнее время рудной минерализации. Анализ минералов проводился в полированных шлифах и аншлифах в ИГАБМ СО РАН С.К.Поповой и Ю.П.Вяловым на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480 LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 Кв.

Геология. Ранее на геологической карте петротипической местности бассейна руч.Керак по данным работы [8] было показано протяженное тело пород керакского комплекса [3]. В дальнейшем было выяснено, что северо-западная часть тела состоит из двух обособленных выходов, а вне их породы КК встречаются в смешанных развалах с вмещающими породами на некартируемых ограниченных площадях (см. рисунок). Вмещающие породы представлены эндер-

бито- и редко чарнокито- и гранито-гнейсами ортогнейсового комплекса; мономинеральными и редко полевошпатовыми кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами — характерными породами курумканской толщи, орто- и парагнейсами и сланцами федоровской толщи [8]. Основные кристаллические сланцы керакского комплекса в основном приурочены к ортогнейсовому комплексу. Граниты обычно лейкократовые, биотитовые, реже диопсидовые, Na-K, субщелочные. В подчиненном количестве находятся биотитовые и диопсидовые плагиограниты.

В породах керакского комплекса породообразующие минералы представлены роговыми обманками, орто- и клинопироксенами, оливинами, шпинелями, плагиоклазами, химические составы которых приведены в таблицах с единой последовательностью четырех выделенных групп пород: 1 — ультрамафиты (химические аналоги в основном пироксенитов); 2 —



Схематическая геологическая карта раннего докембрия бассейна руч.Керак, по В.И.Шевченко, Н.И.Веревкину, 1991 г. и работе [8], с дополнениями:

1 — нерасчлененные граниты; толщи: 2 — федоровская, 3 — курумканская; комплексы: 4 — ортогнейсовый, 5 — керакский; 6 — пробы: а — с некартируемых обнажений комплекса и б — из вмещающих пород; на врезке: схема геологического строения центральной части Алдано-Станового щита [22]; 7 — террейны (3-А — Западно-Алданский, Нм — Нимнырский); 8 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, тр — Тыркандинская); 9 — Керакский участок; основное количество проб отобрано в контурах крупных тел керакского комплекса

шпинель- и оливинсодержащие сланцы (шпинелевые троктолиты и троктолиты); 3 — двупироксен-амфиболовые сланцы (оливиновое габбро); 4 — лейкосланцы и анортититы (габбро-анортозиты и анортозиты) [2, 3]. Группы выделены на основании обобщения полученных ранее результатов исследований [3] и новых данных, в т.ч. по ультрамафитам. Определялись и составы вторичных, акцессорных и рудных минералов. Особенности составов минералов керакского комплекса лучше выявляются при сравнении с таковыми из других базитов и ультрабазитов центральной части Алдано-Станового щита [1, 7, 8, 14, 20, 21].

Шпинели и оливины. Одной из замечательных особенностей керакского комплекса является редкая равновесная ассоциация Шп Ол Ан*. На Алдано-Становом щите она была известна только в одной точке в долине р.Алдан на участке устьев ручьев Сумнагин и Емелляли [24]. Такая ассоциация характерна для некоторых ультрамафитов (1 группа) и мафитов (2 группа). Эти группы пород выделяются низкими содержаниями SiO_2 , отвечающими гипербазитам, при высоких, базитовых, содержаниях Al_2O_3 . Из-за уникальности состава пород комплекса в ультрамафиты (Пл 10%) объединены весьма редкие и разнообразные по содержанию многих компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO породы [2], сопоставимые в то же время по ряду признаков, например, по нетипичному для гипербазитов содержанию MgO , с базитами 2 группы. Шпинели присутствуют иногда и в породах 3 и 4 группы, которые также недосыщены SiO_2 .

Шпинели (от 0 до 100% в разных группах пород) образуют более или менее изометричные зерна, угловатые или с плавными извилистыми ограничениями, а также мелкие включения в других минералах. В редчайших случаях наблюдаются в симплектитовых и коронитовых срастаниях с другими минералами. Часто шпинель находится как включение в плагиоклазе или в окружении его зерен. Как правило, она имеет структуру распада [3]. Зональность зерен шпинели, как и других порообразующих минералов, не установлена. Шпинели по химическому составу соответствуют плеонастам с незначительными примесями, чаще всего Cr_2O_3 до 4,56%, редко MnO , NiO , CoO , ZnO (табл. 1). Вариации содержаний Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MgO незначительны, а железистость $f\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ находится в пределах 0,25—0,42. Были также проанализированы минералы в образце ультрамафита из района руч.Селигдар (обр.1209/5). Образец отличается от аналогичных пород петротипического участка отсутствием структур распада в

шпинели и нахождением ее в двух разных соотношениях с другими минералами: 1 — образующая как и в петротипическом Керакском участке зерна более или менее крупные, равновесные с другими минералами и 2 — симплектитовые вроски в амфиболе. Железистость шпинелей в разных местах шлифа f 0,40—0,43, вростков — несколько меньше, 0,34—0,37. В двух мелких изометричных зернах шпинели обычного вида, непосредственно примыкающих к амфиболу с вростками f 0,38. В среднезернистом лейкосланце (габбро-анортозите) 4000/9 (Ам Пл) керакского комплекса единичные зернышки шпинели с f 0,39 и 0,40 встречаются в составе полных и прерывистых коронитовых каемок на стыках зерен амфибола и плагиоклаза. Другие минералы в каемках — орто- и клинопироксены, магнетит. Шпинели с сопоставимыми и более железистыми шпинелями встречаются и в других пробах без коронитов и симплектитов. Возможно шпинели образовались в результате разных метаморфических реакций, в некотором интервале времени.

Мономинеральная шпинелевая порода — шпинелит (см. табл. 1, обр.1113/4) обнаружен в единственной глыбе в контуре наиболее крупного тела керакского комплекса (см. рисунок). Порода уникальна, по крайней мере, для Алдано-Станового щита. Поиски ее аналогов в доступной литературе не увенчались успехом. Составы шпинелита и шпинелей из него находятся в пределах колебаний составов шпинелей из других пород комплекса. Другая богатая шпинелью порода (обр.Кк1), отобранная в контурах того же тела, по химическому составу представляет как бы переходный вид между шпинелитом и другими шпинельсодержащими сланцами. Поэтому шпинелит, вероятнее всего, имеет первоначально кумулятивное происхождение, подобно хромитам и хромшпинелитам, встречающимся почти во всех расслоенных массивах.

В других комплексах Алдано-Станового щита шпинели встречаются в некоторых гипербазитах без плагиоклаза, в основном, как акцессорные минералы, и опубликованных анализов крайне мало. Однако на р.Алдан ниже устья р.Тимптон (Суннагинский блок) авторы публикации обнаружили еще одно тело (обр.1951) меланократовых сланцев с ассоциацией Шп Ол Пл, но с незначительным количеством оливина и шпинели. Эти шпинели отличаются высокой железистостью (f 0,62—0,78) и соответствуют герцинитам (см. табл. 1). Cr_2O_3 и другие примеси не обнаружены. Шпинели из гипербазитов (без Пл) центральной части Алдано-Станового щита по неопубликованным данным авторов также в целом более железистые (f 0,31—0,63), чем керакские, в них выявлены большие колебания Al_2O_3 , в основном связанные сильными вариациями Cr_2O_3 до 16,6%.

Оливины образуют мелкие и средние изометричные или слабопродолговатые зерна и содержатся в породах в наименьшем количестве. С плагиоклазом

*В статье приняты следующие сокращения названий минералов и горных пород: Шп — шпинель, Ол — оливин, Ам — амфибол, Кпр — клинопироксен, Опр — ортопироксен, Пл — плагиоклаз, Ан (An) — анортит, Аб (Ab) — альбит, 2ПиАм сланец — двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец.

1. Представительные анализы шпинелей и оливинов из пород керакского комплекса, в %

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	ZnO	Сумма	f
Шпинели												
1. Ультрамафиты												
4001/2		0,290	65,42	14,51	0,34	18,57	0,17	0,32			99,62	0,32
			64,04	15,06	0,43	19,57					99,10	0,30
			64,12	18,21		17,36	0,21		0,25		100,15	0,37
Кк1			62,89	16,98		19,20					99,07	0,33
Кр2			59,80	17,74		17,93	4,06				99,53	0,36
1113/4			66,41	14,92		18,74					100,07	0,31
1113/4			62,42	17,01		20,18	0,39				100,00	0,32
1209/5*			62,09	19,60	0,12	15,93	0,95		0,48	0,49	99,66	0,41
1951/9**			61,40	27,94		9,73					99,12	0,62
			59,64	34,65		5,53					99,82	0,78
1951/10**			59,96	29,46		10,48					99,90	0,61
2. Шпинель- и оливинсодержащие сланцы												
3967			62,73	16,37	0,20	18,49	0,99	0,31	0,31		99,40	0,33
3967/2			62,22	17,84		18,28	0,98				99,32	0,35
3968/6			62,97	16,28		19,15	0,54				98,94	0,32
4000/10			63,94	16,02		20,11					100,07	0,31
1137/1			59,76	20,95		17,42	1,46				99,59	0,40
1225/10			61,43	18,37	0,45	18,31	0,82				99,38	0,36
Кв1			63,98	15,14		19,64	0,84		0,60		100,20	0,30
Кв2			64,89	12,92		21,54	0,01				99,36	0,25
Кв5			61,52	18,87		18,90	0,65				99,94	0,36
4. Лейкосланцы (габбро-анортозит)												
4000/9			56,21	21,16		17,52	4,02	0,53			100,01	0,40
Оливины												
1. Ультрамафиты												
1209/5	39,27			17,51	0,20	41,53	0,42				98,93	0,19
	36,44			32,08	1,27	29,82					99,61	0,38
Кк1	40,11			13,77		46,35					100,23	0,14
Кр2	39,27			14,50	0,16	44,68	0,11	0,43	0,13		99,28	0,15
1951/10	35,91			33,46	0,32	30,22		0,14	0,03		100,08	0,383
2. Шпинель- и оливинсодержащие сланцы												
3967	40,00			13,54	0,55	45,05		0,16	0,17		99,47	0,14
3968/6	40,56			12,08		47,41					100,05	0,13
4000/10	39,87			11,93		48,01					99,81	0,12
1137/1	40,75			14,42		44,57					99,74	0,15
1225/10	39,83			13,23		45,44		0,99	1,10		100,59	0,14
Кв2	41,75			9,81		47,71					99,27	0,10
Кв5	41,78			12,40		45,71					99,89	0,13

Примечание. f Fe/(Fe Mg); 1113/4 — анализ мономинеральной шпинелевой породы, пересчитанный на 100%, за вычетом SiO₂ 3,31, CaO 0,46, K₂O 0,32 и H₂O 0,84%; 1—4 — группы пород; * — образец из бассейна р.Селигдар; ** — ультрамафит Суннагинского блока, р.Алдан, ниже устья р.Тимптон.

иногда образуют симплектитоподобные, но более крупные срастания, чем упомянутые выше симплектиты шпинели. Оливины керакского комплекса относятся к магнезиальным хризолитам с переходами в форстериты (f 0,09—0,15). В них определены примеси Mn, Ni, Co, иногда Cr. В обр.1209/5 из района руч.Селигдар определены оливины двух генераций. Ол1 представлен более железистым хризолитом (f 0,19), а Ол2, развивающийся по Ол1 вдоль трещин и в узких локальных краевых участках, по составу отвечает гиалосидериту (f 0,38). В нем примеси не обнаружены. Оливины в других комплексах, как шпинельсодержащих, так и бесшпинелевых по весьма ограниченному данным более железистые (f 0,16—0,38), чем керакские, сопоставимы с селигдарскими, крайне обеднены примесями. Оливин обр.1951/10 равновесный со шпинелью и плагиоклазом имеет f 0,38 (см. табл. 1).

Пироксены. Орто- и клинопироксены являются одними из главных минералов в породах керакского комплекса. Однако недосыщенность пород SiO_2 обуславливает некоторую альтернативность встречаемости этих насыщенных SiO_2 минералов. Так, в сланцах 2 группы клинопироксены авторы не обнаружили, а в некоторых ультрамафитах (образцы 4001/2, 1225/12) они — главнейшие минералы. Вместе с тем, ортопироксены, не являясь главнейшими, распространены шире, чем клинопироксены. Пироксены представлены более или менее крупными зернами с гранобластовыми соотношениями между собой и с другими минералами, включений, как правило, не содержат и не изменены.

Ортопироксены пород 1, 2 и 4 групп не отличимы по содержаниям FeO, MgO, Al_2O_3 , f и соответствуют магнезиальным бронзитам. Ортопироксены из пород 3 группы отличаются более высокими FeO, низкими MgO, Al_2O_3 , заметно высокими f и отвечают железистым бронзитам (табл. 2).

Клинопироксены соответствуют магнезиальным диопсидам, за исключением пироксенов из шпинель-клинопироксеновой породы обр.4001/2, которые оказались фассаитами (см. табл. 2). Фассаиты относятся к наименее распространенным кальциевым пироксенам, но встречаются в разных магматических, метаморфических породах и скарнах [15]. У.А. Дир с соавторами [5] к фассаитам относят клинопироксены с волластонитовым компонентом CaSiO_3 50% при Al_2O_3 6—16 и SiO_2 41—50%. Н.Л.Добрецов с коллегами [6] предложили опознавать фассаиты на основе кристаллохимических формул, рассчитанных на 6000 кислорода: Ca 900—1000, Al^4 70, (Fe Mn)/(Mg Fe Mn) 0—0,3, что соответствует Al_2O_3 3—16, CaO 23—26 и SiO_2 41—51%. При таких ограничениях клинопироксены не только обр.4001/2, но и других ультрамафитов, особенно обр.1225/12, и некоторых других пород, например, лейкосланцев (образцы 4000/3 и 4000/9), также можно относить к фассаитам.

Наиболее заметная особенность керакских пироксенов заключается в их стабильно высокой глиноземистости, которая характерна для недосыщенных SiO_2 пород [6]. В других комплексах центральной части Алдано-Станового щита в широко распространенных насыщенных метабазитах, а также ультрабазах, включая непосредственное окружение выходов керакского комплекса, глиноземистость пироксенов заметно ниже, доходя очень часто до 0% Al_2O_3 [16, 17, 18, 24]. Однако изредка, особенно в южных блоках щита (Сутамском, Зверевском), встречаются клинопироксены по глиноземистости сопоставимые с керакскими. В шпинельсодержащих меланобазитах (образцы 1951/9 и 1951/10) глиноземистость ортопироксенов также повышена (см. табл. 2). В сосуществующих пироксенах Алдано-Станового щита, как правило, глиноземистость клинопироксена выше глиноземистости ортопироксена.

Амфиболы и плагиоклазы относятся к наиболее распространенным минералам керакского комплекса, встречаясь во всех группах пород. Содержания их в разных породах сильно изменяются, особенно это касается плагиоклазов (0—100%). Они обычно представлены крупными зернами, а плагиоклаз иногда слагает грубозернистые анортититы. Амфибол часто образует гломеробластические срастания, что придает породам линзовидно-пятнистый и полосчатый вид.

Амфиболы. По составу керакские амфиболы (табл. 3) относятся к сложной подгруппе роговых обманок. Они систематизированы с применением классификационных диаграмм $[\text{Al}]^4$ (Na K) и $[\text{Al}]^4$ ($[\text{Al}]^6 \text{Fe}^3 \text{Ti}$) [5]. Подавляющее большинство керакских амфиболов по химическому составу соответствуют паргаситовым роговым обманкам. Паргаситы образуются в основном при метаморфизме недосыщенных SiO_2 карбонатных и ультраосновных пород, а также в скарнах [19]. При этом амфиболы ультрамафитов обр.4001/2 и Kk1 представлены почти чистыми паргаситами, а амфиболы пород 3 и 4 группы на диаграммах находятся в полях паргаситовых роговых обманок. Амфиболы пород 2 группы на первой диаграмме попали в поле чермакитов из-за низкой Na K, а на второй — в поле паргаситов из-за низкой $[\text{Al}]^6 \text{Fe}^3 \text{Ti}$. Амфиболы пород 2 группы, как и других групп, а также содержащие их породы, бедны FeO, TiO_2 и не соответствующими чермакитам — наиболее высокоглиноземистыми и более железистыми и титанистыми роговыми обманками [5]. По содержаниям TiO_2 редкие керакские амфиболы соответствуют амфиболам обычных пород гранулитовой фации, отвечая чаще всего амфиболам зеленосланцевой фации. Поэтому можно заключить, что амфиболы пород 2 группы также относятся к паргаситовым роговым обманкам с необычно низкой щелочностью. Щелочность амфиболов в керакских породах зависит прежде всего от количественного содержания их в образцах: чем больше количество ам-

2. Представительные анализы орто- и клинопироксенов из пород керакского комплекса, в %

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Сумма	f
Ортопироксены														
1. Ультрамафиты														
1209/5	53,30		3,93	12,58		29,60							99,41	0,19
	55,30		2,09	11,97		30,30							99,66	0,18
Кр2	53,56		3,98	10,87		31,11							99,52	0,16
Кк1	54,49		4,42	10,48		30,67							100,06	0,16
1951/9	51,79		3,16	21,54	0,77	23,46					0,24		100,75	0,34
1951/10	52,65		3,05	18,55		25,07							99,61	0,29
2. Шпинель- и оливинсодержащие сланцы														
3967	55,21		3,59	10,41		29,06							98,27	0,17
03967/2	55,86		3,60	7,77		33,02							100,25	0,12
3968/6	55,66		3,29	10,28		31,68							100,91	0,15
4000/10	55,77		2,54	8,34		33,57							100,22	0,12
1137/1	53,67		4,02	10,38		30,07	0,75						98,89	0,16
1225/10	54,85		3,34	11,31		29,62	0,25						99,37	0,18
Кв1	55,62		3,81	9,18		31,58							100,19	0,14
Кв2	55,10		3,85	9,46		31,56							99,97	0,14
Кв5	54,95		3,22	10,98		30,88							100,03	0,17
3. Двупироксен-амфиболовые сланцы														
3967/4	54,43		2,20	16,99		27,24							100,86	0,26
3968/5	54,75		2,10	14,72		28,71							100,28	0,22
4000/7	54,40		2,81	13,56	0,34	28,27	0,50					0,26	100,14	0,21
1113/1	53,78		2,66	14,57		28,43	0,47						100,37	0,22
1138/4	53,66		1,81	15,78		27,76							99,01	0,24
1227/1	55,82		3,13	13,28		28,27							100,50	0,21
4. Лейкосланцы														
4000/9	54,86		3,78	10,71		30,04							99,39	0,17
	54,92		3,01	12,17		29,97							100,07	0,19
Клинопироксены														
1. Ультрамафиты														
4001/2	46,63		8,63	5,78		13,91	24,20			0,08			99,23	0,19
	49,19		7,49	4,47		12,88	25,83						99,86	0,16
	47,68		9,35	4,82		13,42	24,92						100,19	0,17
1225/12	51,16		5,53	5,02		14,45	23,36						99,52	0,16
Кр2	50,49		3,50	4,61		16,07	25,01						99,68	0,14
3. Двупироксен-амфиболовые сланцы														
3967/4	53,67		2,09	5,66		16,38	22,45						100,25	0,16
3968/5	51,85		2,79	5,55		15,64	23,25						99,08	0,17
4000/7	51,45		3,82	6,17	0,45	14,22	22,72	0,26					99,09	0,20
1113/1	52,07		3,00	5,13		16,05	23,18						99,49	0,15
1138/4	51,03	0,40	2,76	6,42	0,68	14,35	23,29	0,64	0,29	0,19	0,68		100,73	0,20
4. Лейкосланцы и анортититы														
4000/3	51,69		2,66	4,78	0,21	15,02	24,80	0,30					99,46	0,15
4000/9	50,85		4,05	5,83		15,30	24,06						100,09	0,18
	53,50		3,02	3,90		15,64	24,08						100,14	0,12
	53,11		3,19	4,39		15,99	23,32						100,00	0,13
	53,13		3,01	5,50		15,04	24,14						100,82	0,17
	51,11	0,22	3,63	4,75	0,26	15,10	23,61				0,26		99,44	0,14
0738/5	53,49		2,68	5,79		15,64	22,90						100,50	0,17

3. Представительные анализы амфиболов пород керакского комплекса, в %

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	F	Сумма	f
<i>1. Ультрамафиты</i>														
4001/2	38,50	0,69	18,18	6,85		16,35	12,51	1,75	2,35			1,03	98,21	0,19
	40,00		17,10	6,50		16,81	12,51	2,33	2,33			0,94	98,52	0,18
	50,21		8,93	5,73		18,67	12,64	1,37					97,55	0,15
Кк1	41,28		14,84	8,16		16,31	11,42	2,67	1,21			0,91	96,80	0,22
Кр2	43,02		12,41	8,17		17,47	12,11	2,41					95,59	0,21
1209/5	45,68		14,68	8,26		16,20	11,92	0,92					97,66	0,22
1951/9	40,04	0,65	16,13	10,18	0,10	13,26	11,24	1,80	0,63				94,03	0,30
1951/10	41,31	0,30	15,64	9,28	0,09	14,02	11,26	2,72	0,72	0,2			95,54	0,27
<i>2. Шпинель- и оливинсодержащие сланцы</i>														
3967	45,19		13,90	7,70		17,04	13,17	1,71					98,71	0,20
3967/2	43,46		14,50	7,22		17,06	12,20	2,11	0,63				97,18	0,19
3968/6	43,74		14,30	7,46		16,18	13,24	2,29					97,21	0,21
4000/10	43,66		13,93	7,16		17,75	12,28	1,65	0,22				96,65	0,18
1137/1	42,85	0,32	15,17	7,34		16,17	12,61	1,75	0,47				96,68	0,20
1225/10	43,76	0,32	13,94	7,69		15,82	12,16	1,52	0,47				95,68	0,21
Кв2	45,61		13,62	5,88		17,26	12,67	2,12					97,16	0,16
Кв5	44,33		13,01	8,64		16,35	12,82	1,64					96,79	0,23
<i>3. Двухтироксен-амфиболовые сланцы</i>														
3967/4	43,44	0,72	11,56	9,76		15,55	11,82	2,86			0,98		96,69	0,35
3968/5	43,80		12,39	9,47		15,15	12,14	2,33	0,84				96,12	0,26
4000/7	42,57	0,72	14,89	7,56		15,85	12,25	2,78	0,51				97,13	0,22
1113/1	42,51		12,75	8,01		16,82	12,48	2,68	0,70				95,95	0,21
1138/4	44,69	1,10	11,00	10,79	0,16	14,71	11,79	2,38	0,66				97,28	0,28
1227/1	42,28		14,120	9,97		15,34	12,18	2,61	0,66				97,16	0,27
<i>4. Лейкосланцы и анортититы</i>														
4000/3	45,69	0,16	10,88	7,72	0,34	16,45	13,88	1,66	0,51				97,29	0,21
4000/9	41,67	0,44	13,82	8,76	0,36	15,15	12,17	2,81	0,77		0,30		96,25	0,25
0738/5	54,91		2,75	4,51		21,71	13,18						97,06	0,11

фибола, тем меньше его щелочность. Это связано с тем, что амфиболы в этом комплексе являются практически единственными щелочносодержащими минералами, поскольку в плагиоклазах щелочи не обнаружены. Только в плагиоклазах пород 3 группы содержится незначительное количество Na₂O, всегда меньше, чем в сосуществующих амфиболах. Предпочтительное перед плагиоклазами вхождение щелочей в амфиболы

обусловлено недосыщенностью пород кремнием, поскольку содержание SiO₂ в амфиболе меньше, чем в плагиоклазе. В селигдарском ультрамафите обр. 1209/5 определены обыкновенная роговая обманка и амфиболы, переходные между ней и чермакитами. Учитывая переменность составов других минералов, можно заключить, что проба сложена неравновесными минералами. Для амфиболов метабазитов других комплексов

центральной части Алдано-Станового щита характерны более низкие, чем в керакских содержания Al_2O_3 , и высокие TiO_2 и f [14, 15, 23].

Плагноклазы. Крайне высокая основность плагноклазов — еще одна особенность пород керакского комплекса [3]. Во всех группах пород преобладают или присутствуют чистые анортиты (табл. 4). Присутствие в некоторых группах значительно более кислых плагноклазов объясняется их раскислением, что подтверждается обнаружением в одном шлифе плагноклазов с заметно разной основностью. С учетом этого можно заключить, что в 1 и 2 группах пород почти все плагноклазы отвечали чистым анортитам, в 3 группе преобладают битовниты, в существенно плагноклазовом в 4 малораспространенной группе более проявлено раскисление (привнос Na_2O), поэтому ранее, как и в 1 и 2 группах преобладали анортиты. Раскисление может быть самостоятельным или сопровождается серицитизацией, мусковитизацией (привнос K_2O) [2]. Вместе с тем присутствуют плагноклазиты с изначально более кислым плагноклазом. Таковым является маломощная жильная порода обр.1106/3 с совершенно чистым неизменным плагноклазом, состав которого, судя по валовому анализу породы, соответствует битовниту. В другой, предположительно жильной породе обр.Кв7, в катаклазите по плагноклазовой породе, судя по валовой пробе плагноклаз соответствует андезину. Из нее проанализированы многочисленные зерна плагноклазов, соответствующие, главным образом, андезинам вплоть до чистого альбита (см. табл. 4). Скорее всего, в породе был привнесен Na_2O и вынесен CaO , то есть первоначальная порода была сложена плагноклазом, более основным, чем андезин.

На Алдано-Становом щите и южнее в автономных анортозитах, расслоенных массивах, других интрузивных комплексах, а также в широко распространенных основных кристаллических сланцах в толщах щита чистые анортиты неизвестны. Исключение составляет проба из авторской коллекции 1951/10 с чистым анортитом в меланосланце (см. табл. 4). Отметим некоторые из находок наиболее основных плагноклазов. В коронитовом метагаббро Нелюкинского массива плагноклаз в симплектите с амфиболом представлен битовнитом (An 0,86), тогда как зональный плагноклаз вне симплектитов — лабрадорами (An 0,54—0,58) [1]. В гиперстен-плагноклазовом симплектите вокруг граната в кристаллическом сланце с р.Сутам, в котором обычный плагноклаз представлен лабрадором (An 0,56—0,60) определен битовнит с An 0,86 [11]. В Йоко-Довыренском расслоенном массиве наиболее основные плагноклазы (An 0,82—0,87) определены в плагнодунитах [9].

Вторичные и акцессорные минералы. Керакский комплекс весьма беден вторичными и акцессорными нерудными и рудными минералами. Но некоторые из них могут иметь важное значение в оценке

перспектив рудоносности и в решении геохронологических вопросов формирования и эволюции комплекса. Чаще всего встречаются серпентин, серицит-мусковит, магнетит, апатит, меньше сульфиды. Остальные минералы обнаружены в единичных зернах.

Серпентин развивается по оливинам и обычно содержит пылевидный магнетит (?), обуславливающий присутствие FeO 2% (обр.Кв1— SiO_2 43,9, FeO 3,2 и MgO 40,0%).

Серицит и мусковит, условно разделяемые по мелкошуйчатости и индивидуализированным листочкам, развиваются в основном по плагноклазам пород 4 группы и по составу неотличимы (обр.1102/2 — SiO_2 46,3, Al_2O_3 36,9 и K_2O 11,1%).

Соссюрит и цоизит также разделены условно и развиваются по плагноклазу (обр.1227/1 — SiO_2 39,8, Al_2O_3 32,7, FeO 0,3 и CaO 23,6%).

Эпидот и хлорит встречаются в основном в трещинах и на границах зерен породообразующих минералов (обр.Кв7 — SiO_2 37,7, Al_2O_3 26,0 и FeO 8,9%; обр.0738/5— SiO_2 29,8, Al_2O_3 24,4, FeO 7,1 и MgO 25,2%).

Магнетит в виде мелких и мельчайших зерен встречается в породах всех групп в разных формах и соотношениях с другими минералами: округлые включения в плагноклазе и ортопироксене, зерна в структуре распада шпинелей, в сростаниях с некоторыми сульфидами, ксеноморфные зерна на стыках разных минералов, мирмекитоподобные включения в краях зерен клинопироксена и амфибола. Из элементов-примесей определен Cr_2O_3 до 2,3%.

Ильменит, пикроильменит встречаются в обр.1138/4 в сростании с магнетитом, в обр.Кр2 в сростании пентландитом (TiO_2 51,8, FeO 40,0, MnO 4,8, MgO 2,7, TiO_2 52,4, FeO 34,2, MnO 4,8 и MgO 8,5%).

Апатиты наблюдаются в единичных зернах под электронным микроскопом, редко под оптическим микроскопом (обр.4001/2 — CaO 58,4, P_2O_5 38,9, F 1,8 и Cl 0,5%).

Цирконы обнаружены в наиболее свежем из изученных анортозитах обр.1102/2. Чистая краевая зона — SiO_2 30,6, ZrO_2 69,1 и Hf 1,1%; метамиктная ядерная — SiO_2 30,9, ZrO_2 65,9 и Hf 0,9%.

Бадделиты определены в катаклазированном и измененном плагноклазите обр.Кв7 ZrO_2 96,9%.

Ортиты и монациты обнаружены в катаклазите обр.Кв7 (SiO_2 32,9, Al_2O_3 20,2, FeO 11,3, Ce_2O_3 8,9, La_2O_3 6,0, CaO 15,4, Ce_2O_3 32,5, La_2O_3 19,5, P_2O_5 35,7 и CaO 10,2%).

Пентландиты и пирротины определены в некоторых ультрамафитах. Химический состав пентландитов непостоянен, в качестве элементов-примесей обнаружены: Fe 28,5—35,5, Ni 26—32,5, S 30—33, Co 0—10,5, Pt 0—1,5 и As 0—0,7%. Состав пирротин характеризуется невысокими содержаниями S 36,5—37,5% при Fe 62,5—63,5%.

4. Представительные анализы плагиоклазов из пород керакского комплекса, в %

Образцы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An*
<i>1. Ультрамафиты</i>							
1113/2	44,21	37,51	19,53			101,25	1,00
	43,07	35,52	20,75			99,34	1,00
Кк1	44,85	35,04	18,71	1,07		99,67	0,91
1951/10	42,39	37,67	20,16			100,22	1,00
<i>2. Шпинель- и оливинсодержащие сланцы</i>							
3967	43,47	36,66	20,30	0,31		100,74	0,97
3967/2	45,62	35,80	18,90			100,32	1,00
3968/6	44,02	36,13	20,61			100,76	1,00
4000/10	42,53	36,21	20,40			99,14	0,99
1137/1	42,38	36,57	20,60	0,09		99,64	0,99
1225/10	44,78	37,07	19,11			100,96	1,00
Кв1	43,16	36,91	20,54			100,61	1,00
Кв5	44,12	35,58	21,05			100,75	1,00
<i>3. Двупироксен-амфиболовые сланцы</i>							
3967/4	48,27	32,73	16,76	1,94		99,70	0,83
3968/5	45,99	34,28	18,08	1,39		99,74	0,88
4000/7	44,78	36,06	17,77	0,82		99,43	0,92
1113/1	44,43	35,05	18,44	0,81		98,73	0,93
1227/1	43,97	35,98	19,53			99,48	1,00
<i>4. Лейкосланцы и анортититы</i>							
4000/3	44,08	35,97	18,84	0,70		99,59	0,94
4000/9	42,00	37,89	19,53		0,08	99,50	0,99
	43,85	35,52	20,61			99,98	1,00
0738/5	44,11	36,50	18,72	0,86		100,19	0,92
1102/2	45,60	35,56	18,87	0,52		100,55	0,95
	42,72	36,58	20,44			99,74	1,00
Кв7	59,58	25,51	6,26	7,84		99,19	0,32
	68,76	19,89		11,14		99,79	0,00

Примечание. An* An/(An + Ab).

Борниты, халькозины, теллуриды и самородное золото обнаружены только в некоторых образцах пород второй группы, приурочены к прожилкам хлорита и связаны с локальными вторичными изменениями. Более распространенные борнит и халькозин в большинстве выделений образуют совместные структуры распада. Теллуриды и самородное золото встречаются в виде включений в структурах распада борнита и халькозина, в виде вкрапленников на гра-

ницах выделений борнита и халькозина с хлоритом и в виде прожилково-вкрапленных образований в хлорите. В единичных случаях встречается халькопирит с выделениями борнита на границе с прожилками серпентина. Составы борнитов: Cu 55—65, Fe 10—14 и S 25—31%, халькозинов: Cu 77,5—80,5 и S 19—22%. В составе самородного золота обнаружены примеси Cu 3,5—17, Ag 6—11, в теллуридах Au 0—16, Ag 0—6, Cu 0—21,5, Bi 0—33,3, Ni 0—18 и Fe

0—1,5%. Медь — постоянная примесь золотоносных пород. В то время как среди незолотоносных кристаллических сланцев минералов, содержащих медь не обнаружено, однако, встречаются богатые никелем сульфиды: миллерит и железистый зигенит, в ассоциации с пиритом и вторичными минералами.

Обсуждения и выводы. Породы керакского комплекса обнажены в центре Нимырского блока, метаморфизм пород которого происходил в условиях умеренных давлений до повышенных и высоких [8, 10]. В широко распространенных метабазах толетового и известково-щелочного типов этого района ассоциация Ол Пл, устойчивая в гранулитах низких давлений [20], не встречается. Только в метабазах керакского комплекса уникального химического состава: недосыщенных SiO_2 и пересыщенных Al_2O_3 , оказалась устойчивой ассоциация Ол Шп Пл. Кроме того, керакские основные породы выделяются высокими магнезиальностью, кальциевостью и низкими титанистостью и щелочностью. Все это обусловило рассмотренные особенности химического состава минералов и их сочетания.

Интересно отметить, что сходные минеральные ассоциации, исключая ортопироксены, а также особенности состава минералов присущи породам другого химизма и происхождения — недосыщенным SiO_2 известково-силикатным породам и магнезиальным скарнам. Например, в бесплагноклазовых диопсидовых парасланцах федоровской толщи шпинели относятся к плеонастам (f 0,28—0,45), пироксены — диопсидам (f 0,10—0,27), а в скарнах флогопитовых месторождений определены пироксены с высокими фассаитовыми миналами (f 0,003—0,38), плеонасты, паргаситы, плагиоклазы до чистых анортитов [15].

Минералы и особенности их составов керакских пород, скорее всего, во многом унаследованы от их протолитов. Кумулятивные шпинель, оливин, клинопироксен, анортит, возможно ортопироксен в разных сочетаниях в основном слагали породы 1, 2 и 4 группы. Породы 3 группы, по-видимому, кристаллизовались из остаточного расплава и были сложены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом. При метаморфизме количество оливина сильно сократилось до полного исчезновения в породах 3 и 4 групп, во всех породах кристаллизовался амфибол. Изменились количественные соотношения и составы других минералов.

Рассчитанные с помощью программы TRF (ИЭМ РАН) условия формирования минеральных ассоциаций в породах керакского комплекса следующие: Ро Пл — 900—1000 С, Ол Шп Опр — 800—900 С, Ол Шп — 850—1000 С, Шп Кпр — 800—900 МПа, Ро 700—900 МПа, что соответствует условиям метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений. В связи с необычными особенностями составов пород и минералов керакского комплекса оценки параметров метаморфизма следует принимать как предваритель-

ные, поскольку термобарометры разрабатывались для применения при достаточно обычных составах.

Рудная минерализация, впервые обнаруженная в породах керакского комплекса, по набору рудных минералов и характеру окорудных изменений вмещающих пород отлична от известных в районе докембрийских и мезозойских месторождений [4, 13, 14] и требует дальнейшего изучения как в отношении условий формирования протолитов метаморфических пород комплекса, так и в отношении генезиса руд. Одна из наиболее актуальных задач — определение возрастных рубежей формирования пород и руд.

Работа выполнена при частичной поддержке Партийным интеграционным проектом СО РАН № 99.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берёзкин В.И., Смелов А.П., Кицул В.И. Новая находка анортозитов на Алданском щите // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №3. С. 104—107.
2. Берёзкин В.И., Кравченко А.А., Попова С.К. Метаморфизованный расслоенный интрузивный комплекс центральной части Алданского щита: особенности химического состава пород и минералов // Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». Т. I. — Якутск, 2013. С. 68—73.
3. Берёзкин В.И., Кравченко А.А., Смелов А.П. Первые данные о геологии и составе раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса центральной части Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 70—79.
4. Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. 2012. № 2. С. 90—105.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. — М.: Мир, 1965.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. — М.: Наука, 1971.
7. Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология унгринского габбро-плагиогранитного комплекса // Ранний докембрий Алданского массива и его складчатого обрамления. — Л.: Наука, 1985. С. 20—34.
8. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н.Л.Добрецова. — М.: Наука, 1986.
9. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998.
10. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита // Метаморфические пояса СССР. — Л.: Наука, 1971. С. 71—91.
11. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации // Петрология гранулитовой фации Алданского щита. — М.: Наука, 1973. С. 4—28.
12. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. — М.: Наука, 1970.
13. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850—864.
14. Кравченко А.А., Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита. — Якутск: «РИЦ Офсет», 2010.

15. *Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др.* Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. — Новосибирск: Наука, 1975.
16. *Попов Н.В.* Сравнительная термометрия метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. — Новосибирск: Наука, 1970. С. 76—92.
17. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. — М.: Недра, 1981.
18. *Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров* // Минералы. Т. III. Вып. 2. — М.: Наука, 1981.
19. *Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров* // Минералы. Т. III. Вып. 3. — М.: Наука, 1981.
20. *Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В. и др.* Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153—165.
21. *Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.* Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК Наука / «Интерпериодика», 2001. С. 81—104.
22. *Сясько А.А., Торопыгин С.Б., Швец В.Н., Боярко Г.Ю.* Новый тип золотого оруденения на Алданском щите // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. — Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 335—339.
23. *Таблицы химических составов и кристаллохимических формул минералов из метаморфических пород и гранитоидов Алданского щита.* — Якутск: Изд-во СО РАН СССР, 1983.
24. *Ушакова З.Г.* Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита // Тр. лаборатории геологии докембрия. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 2. С. 213—227.

Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитов аномалии Thm-04-11 (Хомпу-Майское поле, Центральная Якутия)

А.И.ЗАЙЦЕВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, Н.А.ОПАРИН, З.А.АЛТУХОВА, С.А.БАБУШКИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены первые результаты исследования петрографического и петрохимического составов кимберлитов аномалии Thm-04-11. Установлены параметры Rb-Sr изотопных систем кимберлитов и определен их возраст (347—351 млн.лет), который соответствует времени образования трубки Манчары, расположенной в пределах Хомпу-Майского поля. Это указывает на то, что тела поля формировались практически синхронно с алмазоносными кимберлитовыми полями Якутской кимберлитовой провинции и среднепалеозойский кимберлитовый магматизм Якутской кимберлитовой провинции проявлен более широко.

Ключевые слова: кимберлиты, Якутия, Хомпу-Майское поле, изотопы стронция.

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

Олейников Олег Борисович

Опарин Николай Александрович

Алтухова Зинаида Андреевна

Бабушкина Светлана Анатольевна

The Rb-Sr isotope geochemistry and age of kimberlites from Thm-04-11 anomaly (Khompu-May field, Central Yakutia)

A.I.ZAITSEV, O.B.OLEINIKOV, N.A.OPARIN, Z.A.AITUKHOVA, S.A. BABUSHKINA

First results of the study of petrographic, petrochemical composition of kimberlites from Thm-04-11 anomaly (Khompu-May field, Central Yakutia) are given. Parameters of their Rb-Sr isotope systems and their age are determined. Rb-Sr isochron age of kimberlites (347—371 Ma) corresponds to the time of emplacement of Manchary pipe kimberlites within this field. It indicates that, kimberlites from Khompu-May field were formed almost simultaneously with diamondiferous kimberlite fields of Yakutian kimberlite province. It also shows broader regional manifestation of the Middle Paleozoic kimberlite magmatism within Yakutian kimberlite province.

Key words: kimberlite, Yakutia, Sr isotope, Khompu-May field.

Хомпу-Майское кимберлитовое поле находится в северной части Алданской антеклизы и территориально расположено в бассейне р.Тамма в 100 км южнее г.Якутск. Первая в этом поле кимберлитовая трубка Манчары была открыта геологами ГГГУП «Якутск-геология» в 2007—2008 гг. [6]. Сотрудниками Ботубинской и Арктической ГРЭ АК «АЛРОСА» в 2011—2012 гг. были вскрыты еще три трубчатые кимберлитовые аномалии. Все тела прорывают карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыты юрскими терригенными отложениями мощностью более 100 м. Установленный ранее Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Манчары 358 млн.лет [4]. Однако, учитывая возможность существования полихронных полей в пределах Якутской кимберлитовой провинции [3], необходимы дополнительные данные по возрасту других кимберлитовых тел Хомпу-Майского поля. Из новых тел для изучения Rb-Sr изотопной системы были выбраны наименее измененные кимберлиты аномалии Thm-04-11.

Петрография кимберлитов аномалии Thm-04-11. Аномалия была вскрыта скважиной под

юрскими отложениями на глубине 116 м и прослежена до 35 м. Она сложена породами, которые из-за неравномерного содержания ксенолитов и псевдоморфоз серпентина по мега- и макрокристаллам оливина являются или брекчией, или крупнопорфировыми или порфировыми кимберлитами. Ксенолиты осадочных пород, объемная доля которых в целом находится в пределах 0,0—2,0%, представлены карбонатными породами и аргиллитами. Размер этих ксенолитов изменяется от 0,5 до 5,0 см и редко достигает 11 см. Только на глубине в отдельных блоках их объемная доля увеличивается до 5—25%. При максимальном содержании ксеногенного материала текстура породы брекчиевая. В породе присутствуют также ксенолиты темно-серых, серых и зеленовато-серых серпентинитов овальной и неправильной формы до 5 см, в т.ч. содержащие пикроильменит или гранат в келифитовой оболочке. На интенсивно карбонатизированных участках с высоким содержанием карбонатных прожилков текстура породы автолитоподобная. В этом случае реликты менее карбонатизированного порфирового кимберлита имеют округ-

лую или овальную форму размером до 2 см. Таким образом, неравномерное распределение ксенолитов и порфировых выделений, также наложенная карбонатизация определяют неоднородную структуру породы трубки.

В кимберлите присутствуют желваки пикроильменита до 1 см. На верхних горизонтах они часто окружены красной каемкой, по-видимому, содержащей гематит. На средних горизонтах вокруг них присутствует оболочка преимущественно карбонатного состава с редкими пластинками слюды, а в нижней части разреза макрокристы минерала имеют реакционную кайму перовскита.

Порфировые выделения в породе представлены единичными макрокристаллами флогопита таблитчатой формы до 8 мм и темно-серыми часто интенсивно карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по вкрапленникам и резорбированным макро- и мегакристаллам оливина. Макрокристаллы флогопита иногда сильно деформированы и образуют сростки друг с другом. Крупные псевдоморфозы по оливину до 4,5 см неправильной или овальной формы. В некарбонатизированном кимберлите макрокристаллы выполнены пластинчато-ленточным и волокнисто-пластинчатым серпентином, бруситом и тальком. В серпентине псевдоморфоз иногда присутствуют агрегаты мелкозернистого кварца. В наименее измененных породах псевдоморфозы обычно окружены тонкой реакционной каймой серпентин-флогопитового состава. В карбонатизированном кимберлите реликты темно-зеленого серпентина сохраняются только в центре измененных макрокристаллов. Объемная доля крупных псевдоморфоз составляет 10—20%, а замещенных вкрапленников оливина (0,2—5 мм) — от 35 до 55%.

В наименее измененном кимберлите мелкозернистая основная масса сложена преимущественно мелкопластинчатым флогопитом и серпентином с ксеноморфными выделениями кальцита. Содержание рудных минералов высокое. Размер удлиненных чешуек флогопита может достигать 60 мкм. На нижних горизонтах флогопит преобладает в составе мезостазиса (его объемная доля составляет 70%). В этом случае он образует сложные агрегаты удлиненных пластинок. Отдельные зерна слюды или их фрагменты представлены Ва-флогопитом (массовая доля ВаО до 7,4%). Характер взаимоотношений этих двух типов слюды позволяет предположить вторичную природу Ва-разновидности минерала. Иногда слюда хлоритизирована. В карбонатизированной породе основная масса преимущественно слюдистого состава сохраняется в виде оболочки вокруг псевдоморфоз по оливину, между которыми располагается мелкозернистый карбонат. Карбонатные участки мезостазиса выполнены преимущественно кальцитом, но в отдельных случаях одновременно присутствует и доломит. Среди карбонатного матрикса отмечаются реликто-

вые микроучастки, сложенные удлиненными пластинками (40 мкм, редко до 60 мкм) неизмененного и хлоритизированного флогопита и мелкопластинчатым серпентином. Неизмененный перовскит (до 60 мкм) сохранился в единичных случаях. Чаще он замещен агрегатом зерен анатаза и редко кальцита. В отдельных псевдоморфозах присутствуют землистые обособления редкоземельного фосфата. Иногда в виде включений и сростков с псевдоморфозами по титанату ассоциируют ферришпинели. Апатит встречается в виде призматических и реже игольчатых зерен размером до 30 мкм и по составу является Sr-содержащим F-апатитом (массовые доли SrO до 2,5 и F до 3,5%). Ферришпинели и хромшпинелиды присутствуют в виде отдельных изометричных ксеноморфных и редко кристаллографически оформленных зерен. Обычно их размер до 15 мкм, но единичные индивиды достигают 60 мкм. В отдельных случаях вокруг кристаллов ферришпинелей присутствует скелетная кайма магнетита, внешние контуры которой имеют кристаллографические очертания. Проанализированные зерна ферришпинелей и хромшпинелидов содержат от 7,4 до 16,9% массовых долей TiO_2 , концентрации которого не зависят от количества в минерале Cr_2O_3 от 0,0 до 44,6%. Массовая доля TiO_2 в магнетитах как правило до 9,9%. В породе встречаются постмагматический гранат андрадитового состава, микрозерна бадделеита до 5 мкм, галенита, сфалерита и барита. В кимберлите по всему разрезу распространены тонкие до 5 мм извилистые и короткие линзовидные прожилки до 3,5 см карбонатов, около которых локальные участки породы карбонатизированы.

Для полуколичественной оценки минерального состава кимберлитов был использован рентгенофазовый анализ, выполненный на дифрактометре D2 PHASER фирмы Bruker (Германия), при излучении CuK , 30 кВ, 10 мА. При диагностике минералов использованы поставленная с прибором база данных PDF 2 и программа идентификации и полуколичественного анализа. Данные рентгенофазового анализа проб кимберлитов аномалии Thm-04-11/1 показывают, что породы имеют выдержанный кальцит-флогопит-серпентиновый состав (в массовых долях, %): кальцит 20, флогопит 18—21, хризотил 46—47, апатит 6, магнезиоферрит 4, магнетит 5, анатаз 2—3.

Петрохимия кимберлитов аномалии Thm-04-11. Кимберлитовые породы по петрохимическим характеристикам (табл. 1) отвечают кимберлитам подгруппы 1В группы 1 (см. рисунок). По классификации С.И.Костровицкого [9], они соответствуют Fe-Ti высококальциевому петрохимическому типу, характерному для кимберлитов ряда трубок Ары-Мастахского и Лучаканского полей. По сравнению со средним составом кимберлитов Якутии [2] кимберлиты Аномалии Thm-04-11 (см. табл. 1) характеризуются высокими содержаниями (в массовых долях, %):

TiO₂ 3,82 0,14, FeO_{общ} 8,47 0,60, K₂O 1,60 0,18 и P₂O₅ 1,18 0,09. Дисперсия содержаний порообразующих элементов незначительная и коэффициент вариации в основном лежит в интервале 3,6—11,6 %. Более высокая вариация содержаний (в %) характерна для: CO₂ 16, Li₂O 29,9, Rb₂O 22,4 и S 39,05, а максимальная для элементов с низким содержанием в породе MnO 63,1 и Na₂O 134,9%. Минимальная вариация главных петрогенных элементов и высокая летучих и щелочных элементов может указывать на отсутствие контаминации расплава силикатным материалом и влияние на состав пород поздних процессов. Рассчитанные значения индекса контаминации CI (SiO₂ Al₂O₃)/(2K₂O MgO) для кимберлитов тела

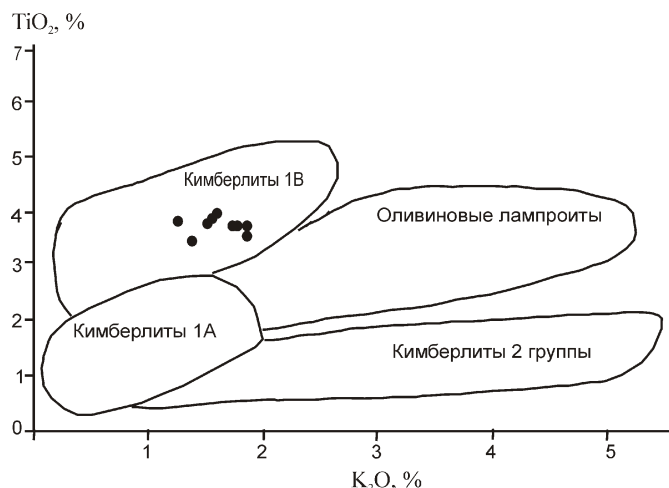
по методике К.Р.Клемента [7] равны 1,05—1,10. Такие величины также свидетельствуют о том, что состав кимберлитового субстрата, сформировавшего данную аномалию, не претерпел существенных изменений в процессе взаимодействия с коровым веществом литосферы.

Влияние вторичных процессов постмагматических стадий на изменение состава пород оценивалось по нормативному количеству вторичного кварца (Q), образующегося при гидратации оливина и флогопита [2]. Рассчитанные количества некомпенсированной кремнекислоты (нормативный кварц) изменяется от 0,03 до 2,30, что в совокупности с положительной зависимостью между SiO₂ и MgO ($r = 0,969$) сви-

1. Химический состав кимберлитов аномалии Tm-04-11

Компоненты	Образцы									
	Ан-4-1	Ан-4-2	Ан-4-4	Ан-4-10	Ан-4-5	Ан-4-3	Ан-4-6	Ан-4-9	Ан-4-7	Ан-4-8
	Глубина, м									
	116—126					126—136				
SiO ₂	23,99	24,05	24,46	24,22	24,97	26,15	26,93	25,96	26,8	26,89
TiO ₂	3,89	3,82	3,71	3,9	3,48	3,86	3,82	3,98	3,89	3,83
Al ₂ O ₃	2,63	2,42	2,21	2,2	2,62	2,32	2,62	2,27	2,33	2,32
Fe ₂ O ₃	6,34	6,33	6,63	5,15	5,23	6,43	5,43	5,31	5,27	5,65
FeO	3,27	3,16	3,07	2,95	3,19	3,13	3,36	3,44	3,69	3,41
MnO	0,09	0,09	0,1	0,34	0,09	0,09	0,09	0,12	0,13	0,09
MgO	20,82	21,27	21,66	21,9	22,39	23,44	24,99	22,8	24,01	24,46
CaO	16,38	16,49	15,88	17,48	17,22	14,13	13,78	15,64	14,36	14,11
Na ₂ O	0,14	0,06	0,36	0,02	0,03	0,54	0,03	0,03	0,06	0,04
K ₂ O	1,79	1,71	1,83	1,25	1,39	1,43	1,64	1,63	1,59	1,69
H ₂ O	0,66	0,77	0,77	0,58	0,5	0,58	0,52	0,5	0,74	0,56
H ₂ O	5,48	5,67	5,67	6,02	6,46	6,07	6,98	6,9	6,62	6,82
P ₂ O ₅	1,35	1,15	1,35	1,15	1,06	1,11	1,14	1,18	1,16	1,19
CO ₂	13,08	13,09	12,6	12,58	11,38	10,88	8,74	9,92	9,4	8,67
Li ₂ O	0,0097	0,0095	0,0119	0,0066	0,0067	0,0122	0,0056	0,0062	0,0114	0,0066
Rb ₂ O	0,0081	0,0081	0,0091	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,003	0,008
S	0,1	0,09	0,13	0,3	0,16	0,13	0,13	0,18	0,16	0,13
F	0,4	0,39	0,4	0,36	0,32	0,4	0,34	0,38	0,34	0,36
Сумма	99,59	99,65	99,92	99,69	99,86	99,96	99,88	99,59	99,67	99,52
CI	1,1	1,08	1,07	1,08	1,1	1,1	1,05	1,08	1,07	1,05
Вторичный Q	1,68	2,30	2,24	0,03	0,77	0,60	0,55	0,69	0,60	0,58
CaO/MgO	0,79	0,78	0,73	0,80	0,77	0,60	0,55	0,69	0,60	0,58

Примечание. Расчет вторичного кварца Q производился по модели А [2] (CaO CO₂ и Q SiO₂ 0,81 MgO 2 CaO 2,54 CO₂ 2,84 K₂O; CI (SiO₂ Al₂O₃ Na₂O)/(2K₂O MgO).



Положение составов кимберлитов аномалии Thm-04-11 на дискриминационной диаграмме $\text{TiO}_2\text{—SiO}_2$:

поля пород по работе [8]

детельствует об отсутствии или очень слабой вторичной гидратированности пород. На это, вероятно, также указывает положительная корреляция SiO_2 и MgO с H_2O ($r = 0,86$). Постмагматические изменения пород в основном связаны с карбонатизацией.

Возраст кимберлитов аномалии Thm-04-11. При исследовании изотопного состава стронция кимберлитов были изучены Rb-Sr системы валового состава основной и связующей массы (ОСМ), подготовлен-

ной для анализа по разработанной методике [1], а также выделенная из нее силикатная (СФ) и карбонатная (КФ) фракции. Для выделения фракций применялась методика кислотного выщелачивания. Изотопный состав Sr анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а содержания Rb и Sr определялись с использованием метода двойного разбавления [5].

Дифференцированное изучение кимберлитов позволило, с одной стороны, определить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 2), с другой, оценить возраст индивидуальных образцов (табл. 3), используя внутреннюю трехточечную изохрону: валовый состав ОСМ, СФ, и КФ. Анализ данных показывает, что распределение Rb как в силикатной фракции (29,18 2,15 ppm), так и в валовом составе основной связующей массы (23,64 1,25 ppm) достаточно равномерное, но содержание элемента несколько выше в силикатной фракции. Во всех изученных аликвотах карбонатной фракции обнаружено достаточно большое содержание Rb 10,57 2,52 ppm. Это связано с выносом в выщелат Rb, находящегося в силикатной фракции в слабосвязанной форме, в результате интенсивного изменения флогопита. Содержание Sr в кимберлите менее однородно. Оно значительно выше в валовом составе ОСМ 146,53 21,43 ppm, чем в СФ 37,06 19,86 ppm. Содержание элемента в силикатной фракции вероятно обусловлено распределением в нем Sr-содержащего F-апатита (SrO от 1,27 до 3,08%), массовая доля

2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа кимберлитов аномалии Thm-04-11

Образцы	Материал	^{87}Rb , ppm	^{86}Sr , ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Pc-3300	Кимберлит, ОСМ	21,9076	183,4479	0,118	0,7072
	СФ	26,4812	70,5447	0,3711	0,7097
	КФ (22,66)	6,2976	568,7936	0,0109	0,70614
Pc-3301	Кимберлит, ОСМ	23,1663	136,4225	0,1679	0,7068
	СФ	27,6537	33,069	0,8266	0,7101
	КФ (27,74)	11,4771	405,6483	0,028	0,70619
Pc-3317	Кимберлит, ОСМ	25,2678	130,6747	0,1911	0,7084
	СФ	31,4633	24,1618	1,2872	0,7139
	КФ (35,45)	12,819	344,6941	0,0368	0,70768
Pc-3318	Кимберлит, ОСМ	24,2272	135,584	0,1766	0,7099
	СФ	31,1076	20,4818	1,5013	0,7152
	КФ (31,79)	11,6988	345,1707	0,0335	0,7093
Pc-3302	Кальцит из прожилка	1,2027	189,6084	0,0063	0,7083
C-4	Карбонат, С	0,0954	28,9183	0,0033	0,7119
C-6	Карбонат, С	0,0653	29,0565	0,0022	0,7119
C-5	Карбонат, С	0,0319	27,9544	0,0011	0,7109

Примечание. В скобках доля карбонатной фракции (в %).

3. Rb-Sr изотопные датировки кимберлитов трубки Thm-04-11

Образцы	<i>n</i>	Возраст, млн.лет	I_0
Pc-3300	3	695	0,70603
Pc-3301	3	347 7	0,70602 0,00005
Pc-3317	3	351 2,6	0,70747 0,00003
Pc-3318	3	282 2	0,70918 0,00001

Примечание. *n* — число образцов, I_0 — первичный изотопный состав Sr.

которого в ряде образцов достигает 6,7%. Максимальное количество Sr отмечается в КФ породы (416,21 91,49 ppm). При содержании карбонатной фракции в основной связующей массе от 22,7 до 35,4% она составляет от 67,6 до 93,5% всего стронция в породе. Соответственно, из-за различного содержания Rb и Sr изменяется и величина Rb/Sr как в валовом составе ОСМ 0,1634 0,0275, так и в ее фракциях, с повышенным значением в СФ 0,9966 0,4357. Оценка возраста четырех индивидуальных образцов показывает дискордантность полученных значений от 695 до 282 млн.лет, без отчетливой связи с содержанием Sr в карбонатной составляющей породы. Наиболее древняя дата, по-видимому, обусловлена наличием ксеногенного материала, а молодая постмагматическими процессами. Наиболее реальные датировки 341—351 млн.лет. Если рассматривать всю совокупность данных по кимберлиту и составляющим их фракциям (*n* 12), то полученная по ним Rb-Sr эрохронная зависимость определяет возраст тела 345 50 млн.лет (I_0 0,7074 0,0004). Эти значения близки Rb-Sr возрасту (358 млн.лет) кимберлитов трубки Манчары Хомпу-Майского поля [4].

Геохимическая неоднородность кимберлитов подчеркивается и вариациями значения рассчитанного первичного состава Sr (I_0 от 0,7060 до 0,7092), что свидетельствует о неравновесном характере Rb-Sr системы пород и возможно различных источниках Sr в кимберлитах. Природа Sr в ОСМ кимберлитов не достаточно ясна. Вмещающие карбонатные породы кембрия имеют низкое содержание Sr 27,95—29,06 ppm и высокие величины I_0 0,7109—0,7119. Для кальцита из гидротермального прожилка в кимберлитах характерны более высокие содержания элемента (189,61 ppm и I_0 0,7083), которые не достигают максимального уровня его содержания в карбонатной фракции (344,7—568,8 ppm, I_0 0,7060—0,7092). Вероятно, что стронций в кимберлитах тела имел несколько источников. Он мог частично поступать из ксенолитов карбонатных пород кембрия при проработке их кимберлитовой магмой, а также из карбона-

тизирующих кимберлиты гидротермальных растворов. По данным микрозондового анализа в отдельных зернах кальцита массовая доля SrO составляет до 2,9%. Повышенные величины изотопных отношений Sr могли быть также обусловлены поступлением радиогенного Sr в кимберлитовую матрицу при изменении содержащихся в породе флогопитов. Так, флогопиты трубки Манчары имеют низкие содержания Sr 2,6 ppm и на период формирования кимберлитов 350 млн.лет очень высокие значения изотопных отношений элемента 0,8856—0,9114 [4].

Полученные Rb-Sr датировки кимберлитов аномалии Thm-04-11 показывают, что возраст внедрения кимберлитов близок возрасту трубки Манчары и формировались они практически синхронно с алмазоносными полями Якутской кимберлитовой провинции, что свидетельствует о более широком региональном проявлении среднепалеозойского кимберлитового магматизма в пределах Якутской кимберлитовой провинции.

Работы выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, тема № 72.1.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
2. Василенко В.Б., Толстов А.В., Минин В.А. и др. Нормативный кварц как критерий интенсивности массопереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская (Якутия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1189—1204.
3. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. —Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010.
4. Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 51—59.
5. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. —Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
6. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А. и др. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. № 5. С. 153—159.
7. Clement C.R. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State. Ph.D. thesis, University of Cape Town. 1982.
8. Kaminsky F.M., Sablukov S.M., Belousova E.A. et al. Kimberlitic sources of super-deep diamonds in the Juina area, Mato Grosso state, Brazil // Lithos. 2010. Vol. 114. Pp. 16—29.
9. Kostrovitsky S.I. Petrochemical classification of kimberlites from Yakutian province // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract. 2008. 9IKC-A0014.
10. Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for micaceous kimberlites and member of sublithosphere origin // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. Vol. 58. Pp. 4017—4037.

Величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов как показатель последовательности их кристаллизации в мантии

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

Показано, что величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов отражает состав остаточного расплава фракционировавшего перидотитового слоя постааккреционного магматического океана, в котором кристаллизовались алмазы и зарождались кимберлитовые магмы. Эта величина уменьшается в последовательности: гладкогранные, полицентрические, блоковые, округло-ступенчатые октаэдры, додекаэдры и кубы, что отражает смену морфологии кристаллизовавшихся алмазов под влиянием сильного уменьшения скорости диффузии углерода и увеличения степени пересыщения им расплава.

Ключевые слова: магматический океан, генезис алмаза, интенсивность рентгенолюминесценции.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Value of diamond specific roentgenoluminescence intensity as indicator of their crystallization order in the mantle

V.S.SHKODZINSKIY

It is shown that, value of diamond roentgenoluminescence specific intensity reflects composition of residual melt fractionated peridotite layer post-accretion magma ocean, where diamonds were crystallized and kimberlite magmas were formed. This value decreases in sequence: octahedron — rhombic dodecahedron — cube; flat face — rounded diamonds; crystals with flat face and with sculptures. This reflect the change of morphology of crystallized diamonds due to strong decrease of C diffusion rate and increase of C oversaturation of the melt.

Key words: magma ocean, diamond genesis, roentgenoluminescence intensity.

Крупное революционное достижение планетологии и петрологии в последние десятилетия — получение убедительных доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы глубиной до многих сотен километров. К числу таких доказательств относятся установленный древний (более 3 млрд.лет) магматический генезис всех пород Луны, сильно фракционированный состав многих из них (содержание до нескольких сотен хондритовых норм расплавофильных элементов) и присутствие на ней анортозитовой коры мощностью до 100 км, образовавшейся путем дифференциации магматического океана глубиной около 1000 км [9, 11]. О присутствии подобного океана на Земле свидетельствуют положение составов пород мантийных ксенолитов вдоль трендов магматического фракционирования, уменьшение среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации различных мантийных пород в полном соответствии с последовательностью их образования при магматическом фракционировании, проекции линий геотермических палеогradientов мантийных ксенокристаллов в кимберлитах и раннедокембрийских гнейсов в область очень высокой температуры на земной поверхности (400—1000 С) и множество других данных [7].

В свете этих результатов кимберлитовые остаточные расплавы и алмазы должны были формироваться в

процессе фракционирования нижнего перидотитового слоя расслоенного по составу постааккреционного магматического океана со средней глубиной около 240 км. Это согласуется с образованием кимберлитов в основном в фанерозое (средний их возраст 136 млн.лет) после кристаллизации большого объема вышележающих частей магматического океана. Такой их генезис подтверждается уменьшением среднего изотопного возраста различных включений в алмазах в последовательности: гарцбургитовый парагенезис — 3,1, лерцолитовый — 1,9, эклогитовый — 1,1 и кимберлитовый — 0,3 млрд.лет. Данная последовательность полностью согласуется с уменьшением возраста соответствующих мантийных пород, формировавшихся при фракционировании [7]. Образование кимберлитовых расплавов в результате фракционирования объясняет большое содержание в кимберлитах расплавофильных компонентов (до тысячи хондритовых норм легких редких земель); присутствие этих пород только в литосфере древних платформ, возникшей преимущественно путем кристаллизации и фракционирования постааккреционного магматического океана; относительно небольшой объем кимберлитовых тел и множество других данных.

Важная особенность магматического фракционирования — сильное изменение состава остаточного расплава в результате накопления в нем летучих, ще-

лочей, кремнекислоты и других расплавофильных компонентов. Данные компоненты во все больших количествах входили и в кристаллизовавшиеся алмазы. Это подтверждается увеличением в разы—десятки раз содержания примесей (N, Cu, Mn, Na, Al, Si, Co) от ранних октаэдрических алмазов к поздним ромбододекаэдрическим и особенно к кубам и агрегатам [3, 4, 7]. Зависимость содержания примесей от морфологии алмазов, по-видимому, является причиной того, что сопоставление этих содержаний с составом кимберлитов без учета морфологии кристаллов выявило лишь небольшие их корреляции [3].

Экспериментально установлено, что включение примесей в алмазы приводит к возникновению в них дефектов кристаллической решетки, а это в свою очередь сопровождается уменьшением интенсивности их рентгенолюминесценции [2, 3, 6]. Из этого вытекает очень важный вывод о том, что относительно легко замеряемая величина интенсивности рентгенолюминесценции в алмазах является показателем состава остаточного расплава фракционировавшего магматического океана при их формировании и последовательности возникновения различных кристаллов при этом фракционировании. Она позволяет оценить генезис алмазов с различными свойствами. Эта величина (I) зависит от размера кристаллов, поэтому она должна быть нормирована на массу кристаллов (m в миллиграммах).

На рис. 1 показана средняя величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) в различных алмазах по данным К.П.Аргунова [2, 3], позволяющая понять происхождение главных морфологических разновидностей кристаллов алмазов. Как показал И.Сунагава [10], решающее влияние на морфологию кристаллизующихся алмазов должна была оказывать степень пересыщения среды кристаллизации углеродом. Поэтому важно оценить, как изменялась эта величина в остаточном расплаве по мере кристаллизации магматического океана. Очевидно, что при его кристаллизации происходили два противоположных процесса — возрастание концентрации углерода в расплаве за счет уменьшения количества последнего и снижение этой концентрации вследствие связывания данного элемента кристаллизовавшимися алмазами. Интенсивность процессов связывания должна была уменьшаться по мере снижения коэффициента диффузии углерода в расплаве вследствие замедления скорости его диффузионного потока к растущим алмазам. Это должно было приводить к возрастанию степени пересыщения расплава углеродом. Поэтому необходимо рассмотреть изменение скорости диффузии углерода в остаточном расплаве по мере кристаллизации магматического океана.

В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса [1], $D \propto RT / (6 \pi \eta r)$, величина коэффициента диффузии D в жидкостях прямо пропорциональна температу-

ре T и обратно пропорциональна динамической вязкости среды (постоянная Больцмана $R \approx 8,31 \cdot 10^3$ Дж/кмоль град, η — плотность среды, r — радиус диффундирующих молекул). Формула показывает, что при фракционировании величина коэффициента диффузии углерода в расплавах уменьшалась при увеличении их вязкости и снижении температуры. Вязкость расплавов очень сильно возрастает с увеличением содержания в них кремнекислоты (рис. 2). Количество ее в кимберлитах обычно изменяется от 25 до 50%, а в наиболее поздних расплавных включениях в алмазах достигает 70% [8]. Из этого следует, что только за счет возрастания содержания кремнекислоты (без учета относительно небольшого влияния падения температуры) вязкость остаточных расплавов могла увеличиваться от 10^2 до 10^5 дин сек/см², то есть в 10 миллионов раз (см. рис. 2). Судя по формуле, примерно во столько же раз уменьшалась скорость диффузии углерода. За счет появления большего числа зародышей кристаллов алмаза степень пересыщения расплава углеродом могла немного увеличиться, но в любом случае она возрастала очень сильно, по-видимому, в первые миллионы или сотни тысяч раз.

Такие колоссальные изменения скорости диффузии углерода и степени пересыщения расплава этим компонентом свидетельствуют о том, что они являются главными факторами, определявшими морфологию и другие свойства кристаллизовавшихся алмазов. Уменьшение количества расплава при кристаллизации перидотитового слоя приводило к пересыщению его углеродом даже при низком исходном содержании этого компонента в магме и к началу образования алмазов 3,5 млрд. лет назад. Анализ 62 опубликованных данных свидетельствует о том, что примерно такой же изотопный возраст имеют самые древние сингенетичные включения в алмазах [7]. В это время скорость диффузии углерода в расплаве была максимальной, а степень пересыщения им минимальной. Поэтому углерод мог диффундировать на относительно большие расстояния и присоединяться только к ступеням роста слоев на октаэдрах, поскольку здесь обнажаются 3 ковалентные свободные связи, а на гранях — только одна [4]. Вследствие этого происходил послойный тангенциальный рост идеальных плоскогранных октаэдрических кристаллов алмаза с зеркально гладкими гранями, не осложненными скульптурами (1). Самое раннее образование плоскогранных октаэдров подтверждается наиболее высокой величиной удельной интенсивности рентгенолюминесценции в них, равной по данным К.П.Аргунова [3] в среднем 1,8 у.е. (см. рис. 1).

Низкое еще содержание расплавофильных компонентов в расплаве обусловило небольшое количество примесей и дефектов кристаллической решетки в возникавших алмазах. Это определяло чаще всего их бесцветность и синий цвет фотолуминесценции. В

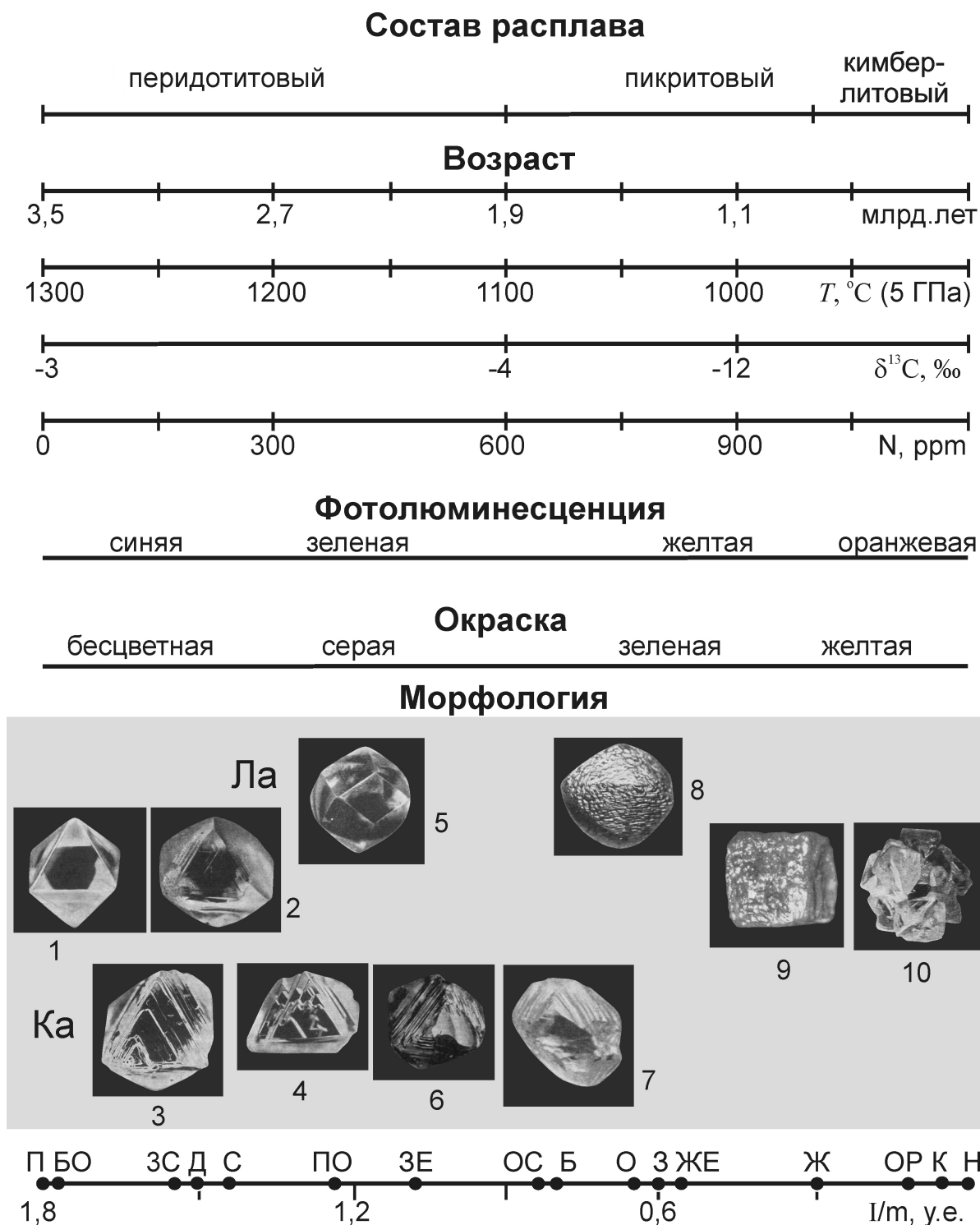


Рис. 1. Соотношение величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) с морфологией кристаллов алмаза, цветом их и фотолюминесценцией, содержанием азота, изотопным составом углерода, температурой образования, их возрастом и составом расплава при кристаллизации, по данным работ 3, 6, 7 :

точками показаны средние величины I/m при образовании: П — плоскогранных, ЗС — занозистослоистых, ПО — полицентрических, ОС — округло-ступенчатых и Б — блоковых октаэдров; Д — ромбододекаэдров и О — округлых додекаэдров; алмазов: БО — бесцветных, З — зеленых, Ж — желтых и К — коричневых; с С — синей, ЗЕ — зеленой, ЖЕ — желтой, ОР — оранжевой фотолюминесценцией и Н — нелюминесцирующих кристаллов; ряды Ка и Ла — кристаллы в кимберлитах соответственно с карбонатитовой и лампроитовой тенденциями дифференциации, промежуточный ряд — кристаллы, встречающиеся в различных кимберлитах; октаэдры: 1 — гладкогранные, 2 — слабослоистые, 3 — грубослоистые, 4 — полицентрические, 6 и 7 — округло-ступенчатые; округлые додекаэдровиды: 5 — гладкогранные и 8 — с черепитчатой скульптурой; 9 — куб; 10 — агрегат

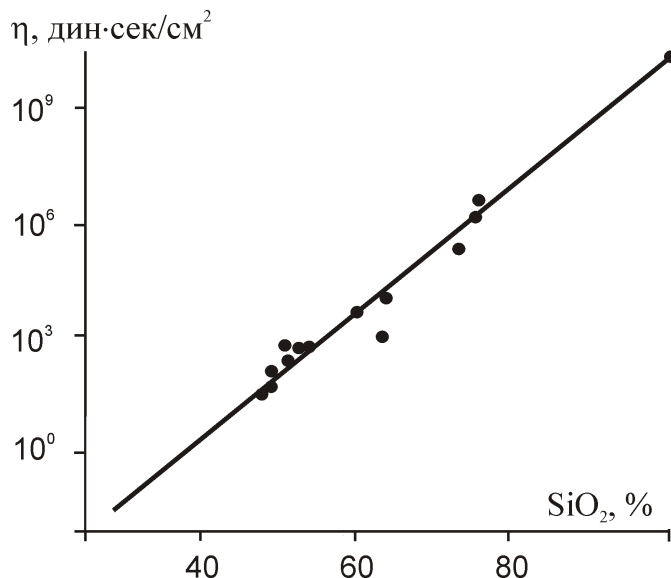


Рис. 2. Зависимость вязкости силикатных расплавов от содержания в них кремнекислоты 4

этот период перекрывающая мантию на платформах кислая кристаллическая кора находилась еще в полурасплавленном состоянии, что сильно замедляло остывание нижних частей магматического океана. Поэтому охлаждение придонного перидотитового слоя, где формировались кимберлитовые остаточные расплавы и алмазы, сначала происходило очень медленно. В связи с этим первые кристаллы алмаза росли очень длительно и могли достигать большого размера. Это объясняет присутствие в кимберлитах единичных алмазов-гигантов и их почти всегда октаэдрическую огранку [3].

При дальнейшем фракционировании уменьшение скорости диффузии углерода приводило к замедлению скорости роста слоев на гранях алмазов, а увеличение степени пересыщения им обусловило все более быстрое появление новых центров роста. Поэтому октаэдры покрывались уменьшавшимися слоями роста (2 и 3), и их грани становились выпуклыми (см. рис. 1). Следы выходов слоев роста обусловили возникновение на гранях параллельной или сноповидной штриховки. Формировались полицентрические, блочные, округло-ступенчатые и округлые кристаллы (4—7). Вырождавшиеся ребра октаэдров преобразовывались в ступенчатые грани ромбододекаэдров, а вершины — в грани кубов. В дальнейшем кристаллизовались в основном додекаэдровиды (5) и кубовиды (9).

Вследствие возрастания степени пересыщения расплава углеродом его атомы все чаще не успевали достигать ступеней роста слоев и присоединялись кратчайшим путем к граням кристаллов. Постепенно начинался их нормальный радиальный рост с формированием различных скульптур — бугорчатой, занозистой, черепитчатой. В участках, «отравленных» ад-

сорбированными примесями, должны были возникать разнообразные углубления. Увеличение содержания примесей в алмазах и дефектов в их кристаллической решетке приводило к появлению все более густой окраски в них, а тушение коротковолновой составляющей свечения — к появлению зеленой, затем желтой и оранжевой фотолюминесценции, и в дальнейшем — к отсутствию ее в самых поздних алмазах. Такое происхождение рассмотренных разновидностей алмаза подтверждается уменьшением в них средней величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции до 1,3—0,8 у.е. в полицентрических, округлых и округло-ступенчатых кристаллах и до 0,4—0 у.е. в кубах (см. рис. 1).

Летучие компоненты особенно интенсивно накапливались в расплавах при фракционировании, что приводило к появлению флюидных пузырьков в самых последних остаточных расплавах. В них формировались разнообразные алмазные агрегаты. Кристаллизация их была очень быстрой, вследствие на много порядков более высокой скорости диффузии углерода во флюиде по сравнению с расплавом. Это объясняет формирование большого количества центров кристаллизации во флюидных пузырьках. Чаще всего присутствие множества пустот в агрегатах подтверждает кристаллизацию их во флюиде.

Таким образом, разнообразные алмазы, содержащиеся в одной и той же кимберлитовой трубке, принадлежат к единой эволюционной серии, закономерно формировавшейся в процессе образования кимберлитового остаточного расплава. Это объясняет разнообразие алмазов и присутствие почти одного и того же набора их разновидностей в каждой кимберлитовой трубке. В то же время количественные соотношения разновидностей в них различны, поскольку они зависят от состава кимберлитов. В характерных для Якутии богатых углекислотой кимберлитах с карбонатитовым трендом фракционирования количественно преобладают октаэдровиды и широко развиты грубослоистые разновидности кристаллов (ряд Ка). Это обусловлено меньшей вязкостью их расплава и большей в среднем скоростью диффузии углерода в нем. В бедных углекислотой кимберлитах с лампроитовым трендом, типичным для зарубежных и архангельских трубок, более распространены скрытослоистые додекаэдровиды (ряд Ла). Это связано с повышенным содержанием в них кремнекислоты и поэтому большей вязкостью расплава и с меньшей в среднем скоростью диффузии углерода в нем (см. рис. 1).

На рис. 1 на основании выполненных обобщений [7] показано среднее содержание в различных алмазах азота, легкого изотопа углерода, температура кристаллизации, их возраст и состав расплава при образовании. Этот рисунок иллюстрирует, что величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции позволяет выявить последовательность образования и происхождение самых различных алмазов.

Он является своего рода таблицей Менделеева для алмазов. Если свойства химических элементов определяются их атомным номером, то для алмазов главным классификационным признаком является величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции, отражающая степень накопления расплавофильных компонентов в остаточном расплаве, в котором кристаллизовались алмазы.

Таким образом, величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции — ключевая характеристика алмазов, отражающая природу разнообразия и последовательность формирования различных кристаллов этого минерала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. Таблицы физических свойств. Справочник. — М.: Атомиздат, 1976.
2. Аргунов К.П. Дефектные алмазы и их диагностика. — Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004.
3. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005.
4. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмазов из кимберлитов. — Киев: Наукова думка, 1991.
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. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1973.
7. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). — Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014.
8. Navon O., Klein-BenDavid O., Weiss Y. Diamond-forming fluids: their origin and evolution // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. 2009. No 91KCA00121.
9. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. Pp. 361—395.
10. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. — Tokyo, 1984.
11. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. Vol. 1. Pp. 965—989.

Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы

А.Е.МОЛОТКОВ, А.Д.ПАВЛУШИН, А.П.СМЕЛОВ, С.А.ГРАХАНОВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), О.Е.КОВАЛЬЧУК (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ОАО); 678170, г.Мирный, Чернышевское шоссе, д.18)

На основе полученных ИК-спектров проведен анализ дефектно-примесного состава алмазов I, II, V и VII разновидностей по классификации Ю.Л.Орлова, извлеченных из туффитов карнийского яруса на участке Булкур (нижнее течение р.Лена). Выделены группы, характеризующиеся различной степенью агрегированности азота, основного дефектно-примесного компонента в природных алмазах, индивидуализирующего их постростовую генетическую историю.

Ключевые слова: алмаз, россыпь, ИК-спектроскопия, дефектно-примесный состав.

Молотков Андрей Евгеньевич, aemolotkov@mail.ru

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

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Олейников Олег Борисович, olei-oleg@yandex.ru

Ковальчук Олег Евгеньевич, KovalchukOE@alrosa.ru

Defect-impurity composition of diamonds from Carnian deposits of the North eastern Siberian platform

A.E.MOLOTKOV, A.D.PAVLUSHIN, A.P.SMELOV, S.A.GRAKHANOV, O.B.OLEINIKOV, O.E.KOVALCHUK

According to obtained infrared spectra, defect-impurity composition of diamonds of the I, II, V and VII types according to Y.L.Orlov classification, extracted from Carnian tuffites from Bulkur area (lower reaches of Lena river), was analyzed. The groups were distinguished, which are characterized by different level of nitrogen aggregation, main defect-impurity component in natural diamonds, individualizing their post-growth genetic history.

Key words: diamond, placer, infrared spectrometry, defect-impurity composition.

До настоящего времени остается актуальным вопрос о природе коренных источников уникальных россыпных месторождений алмазов, распространенных на северо-восточной части Сибирской платформы. На территории Приморского алмазоносного района выделен новый промышленный тип коренного источника алмазов, представленный вулканогенно-осадочными отложениями карнийского яруса верхнего триаса — туффитами [2]. Цель настоящего исследования — определение методом ИК-спектроскопии характерных структурно-примесных дефектов в алмазах, извлеченных из данного коренного источника и выявление их взаимосвязи с морфологическими особенностями кристаллов. Изученная коллекция алмазов из вулканогенно-осадочных отложений основания карнийского яруса верхнего триаса Булкурской антиклинали (низовье р.Лена, устье р.Булкур) насчитывает 60 образцов алмаза размерностью ситовых классов от 4,0 до 0,25 мм.

Методы исследования. Морфология алмазов изучена с помощью бинокулярного микроскопа «Olympus SZX-12», при увеличениях 7100 крат. Для возбуждения фотолюминесценции в качестве источника излучения

использовался ультрафиолетовый осветитель ОИ-18 с ртутной лампой СВД-120А и светофильтром УФС-6 (максимум пропускания 360 нм).

Инфракрасные спектры пропускания кристаллов в диапазоне 750—4000 см⁻¹ получены на спектральном комплексе, состоящем из ИК-Фурье-спектрометра «ФТ-801» и ИК-микроскопа «Микран-2» (производитель НПФ «Симекс», г.Новосибирск). Поиск «окна», подходящего для съемки, в исследуемых объектах, часто был затруднен присутствием на поверхности кристаллов минеральных пленок и корочек. Съемка проводилась со спектральным разрешением 2 см⁻¹. Количество проходов, для накопления прибором устойчивой спектральной картины, составляло 150—180 сканов для каждого образца. При анализе ИК-спектров использовалось программное обеспечение «SpectrExamination» версии 2009 г., предоставленное О.Е.Ковальчуком (НИГП АК «АЛРОСА» ОАО), имеющим беспрецедентный опыт в ИК-спектроскопии алмазов якутской алмазоносной провинции.

Для определения интенсивностей поглощения ИК-излучения характерными дефектно-примесными центрами алмаза, алгоритмы программного обеспе-

чения, разлагают интегральные линии спектра на составляющие, соответствующие каждому типу дефекта. Нормирование интенсивностей поглощения проводилось по внутреннему эталону собственного решеточного ИК-поглощения алмаза.

Расчет концентраций агрегированного азота в формах А и В1 производился по известной методике [1] с поправками, предложенными Г.К.Хачатрян [5].

Результаты исследования. Морфология алмазов. Изученные алмазы представлены I, II, V и VII разновидностями по классификации Ю.Л.Орлова. Подавляющее большинство алмазов коллекции относится к I разновидности — это округлые додекаэдровиды уральского типа (41 кристалл), а также, плоскогранные октаэдровиды различных морфологических типов (10 кристаллов). Наиболее многочисленными из них являются бесцветные, желтовато-коричневые и дымчатого цвета кривогранные кристаллы уральского типа. По морфологическим характеристикам большинство кристаллов представлено округлыми скрытослоистыми додекаэдроидами (16 кристаллов), проявляющими различной интенсивности розовую, сиреневую и реже сине-голубую люминесценцию. Семь кристаллов имеют форму округлых ромбододекаэдровидов с шагренью и полосами пластической деформации. В ультрафиолете проявляют зеленовато-желтый и сиреневый цвет свечения. Единичные экземпляры представлены округлыми додекаэдроидами с тонкослоистым строением и псевдогемиморфными индивидами смешанной октаэдрической и кривогранной огранки, проявляющие сиреневый и желтый цвета фотолюминесценции. Среди додекаэдровидов I разновидности доминируют индивидуализированные кристаллы, реже отмечены незакономерные сростки и шпинелевые двойники. Часто на кристаллах наблюдается кавернозная поверхность, связанная с травлением вдоль границ срастания субиндивидов, микроблочных дефектов и трещин.

Октаэдрические кристаллы I разновидности (10 кристаллов) имеют выраженную дитригональную или сноповидную штриховку, большинство из них представлены механическими осколками с фрагментами огранения. Сколы на октаэдрических кристаллах имеют ясно выраженные плоские поверхности спайности по (111). Кристаллы бесцветные. Цвет свечения в ультрафиолете от слабо выраженного голубого, до смешанного желтого и зеленого цветов.

Алмазы II разновидности (4 кристалла) представлены кубами и кривогранными тетрагексаэдроидами. Цвет окраски и фотолюминесценции оранжевый и желтый, иногда с признаками зонального распределения. Грани куба осложнены обратно ориентированными тетрагональными ямками травления или штриховкой в данном направлении. На ребрах куба наблюдаются сферические грани тетрагексаэдроидов. В одном случае грани тетрагексаэдроидов пережаты в средней части ребер кубоида.

Объединенная группа алмазов V и VII разновидностей насчитывает пять индивидов в виде отдельных округлых додекаэдровидов скрытоламинарного строения и их сростков. Свечение в ультрафиолетовом свете слабое. Как правило, данные кристаллы обнаруживают его при фотографировании с длительной выдержкой съемки, порядка 30—50 сек. Цвет свечения фиолетовый и реже белесый.

ИК-спектроскопия. Методом просвечивающей ИК-Фурье спектроскопии исследован дефектно-примесный состав 60 кристаллов. Основной структурной примесью, определяющей многие физические свойства алмаза, является азот. Формы нахождения азота в кристаллической решетке и их концентрации говорят о термической истории алмазов [6, 12]. Обработка полученных ИК-спектров показала, что в изученных индивидах примесь азота наблюдается главным образом в агрегированных формах А, В1 и В2 дефектов, что характерно для природных алмазов типа IaA/B, по физической классификации [1].

Согласно стандартной модели, дефект А, как пара атомов азота в соседних замещающих положениях [3], выражен линиями поглощения 1282, 1210, 1100 см^{-1} с наибольшей интенсивностью линии 1282 см^{-1} . Диапазон концентраций А дефектов для изученных кристаллов, составляет 45—1344 ppm, среднее значение 562 ppm.

Дефекты типа В1 (четыре замещающих атома азота вокруг вакансии) проявляются линиями поглощения 1332, 1175, 1100, 1010 см^{-1} [1], которые заметны на фоне характерных полос А-центра. Обычно наиболее выражена линия 1175 см^{-1} . Концентрация центров В1 находится в диапазоне 6—1553 ppm, среднее значение 300 ppm.

Полоса поглощения в диапазоне 1360—1375 см^{-1} иногда с менее интенсивной линией 1430 см^{-1} , соотносится с пластинчатыми образованиями примеси азота (platelets) в плоскости куба (дефект В2) [4]. Коэффициенты поглощения находятся в пределах 0,1—57,8 см^{-1} .

В спектрах подавляющего большинства образцов наблюдается дополнительный пик 3107 см^{-1} , что указывает на присутствие примеси водорода [8, 14]. Пределы разброса значений коэффициента поглощения составили 0,1—9,5 см^{-1} .

Сводная информация о дефектно-примесном составе и агрегированности азота кристаллов алмаза приведена в таблице.

Агрегирование микропримеси азота из А дефектов в В1 дефекты предположительно происходит в результате длительного отжига алмаза в слоях верхней мантии при высокой температуре. Явление агрегирования азота изучалось экспериментально [9, 10, 11 и др.]. В результате были определены кинетические характеристики этого процесса, которые косвенно могут применяться для определения температуры отжига или его продолжительности [13]. Хотя подобные

Типичные дефектно-примесные центры для кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса Булкурской антиклинали (по данным ИК спектроскопии)

Образцы	Коэффициенты поглощения, см ⁻¹				Концентрация дефектов, ppm			%B1 от А В1	Группа на диаграмме
	А	В1	В2	Н	А	В1	А В1		
I разновидность (округлые додекаэдриды уральского типа)									
БГ-1-8003	12,62	7,23	8,3	1,07	208,2	229,6	437,9	52	2
БГ-1-8004	24,28	21,8	26,51	0,21	400,6	692,4	1093,0	63	2
БГ-1-8005	45,04	12,78	10,39	0,27	743,2	405,9	1149,1	35	1
БГ-1-8006	77,76	17,48	6,52	0,54	1283,0	555,2	1838,2	30	1
БГ-1-8007	59,41	9,27	7,02	0,25	980,3	294,4	1274,7	23	1
БГ-1-8008	22,83	11,66	14,21	0,16	376,7	370,3	747,0	50	2
БГ-1-8009	36,24	6,22	1,24	0,71	598,0	197,5	795,5	25	1
БГ-1-8010	41,97	10,75	5,11	0,51	692,5	341,4	1033,9	33	1
БГ-1-8013	16,84	1,82	5,19	0,45	277,9	57,8	335,7	17	1
БГ-1-8016	36,86	7,02	15,58	1,12	608,2	223,0	831,1	27	1
БГ-1-8017	40,79	7,17	5,39	0,4	673,0	227,7	900,8	25	1
БГ-1-8018	39,02	7,24	21,6	0,75	643,8	229,9	873,8	26	1
БГ-1-8019	64,43	8,83	6,9	0,32	1063,1	280,4	1343,5	21	1
БГ-1-8020	67,25	15,15	7,17	0,27	1109,6	481,2	1590,8	30	1
БГ-1-8021	14,88	4,08	1,66	0,23	245,5	129,6	375,1	35	2
БГ-1-8025	81,43	12,11	5,43	0,21	1343,6	384,6	1728,2	22	1
БГ-1-8026	24,19	49	57,88	0,54	399,1	1556,2	1955,4	80	2
БГ-1-8027	48,48	4,16	1,12	1,14	799,9	132,1	932,0	14	1
БГ-1-8029	59,22	10,16	6,49	0,44	977,1	322,7	1299,8	25	1
ПГ-2-8032	27,16	3,7	14,67	0,13	448,1	117,5	565,7	21	1
ПГ-2-8033	43,59	11,42	11,45	0,16	719,2	362,7	1081,9	34	1
ПГ-2-8034	35,42	7,54	9,84	1,12	584,4	239,5	823,9	29	1
ПГ-2-8035	23,63	15,35	17,3	0,41	389,9	487,5	877,4	56	2
ПГ-2-8036	58,43	7,89	5,27	0,55	964,1	250,6	1214,7	21	1
ПГ-2-8037	36,03	43,54	38,03	0,55	594,5	1382,8	1977,3	70	2
ПГ-2-8040	12,27	35,09	43,95	0,17	202,5	1114,5	1316,9	85	2
ПГ-2-8041	61,61	15,47	8,13	0,15	1016,6	491,3	1507,9	33	1
ПГ-2-8042	54,9	11,76	9,94	0,38	905,9	373,5	1279,3	29	1
8/6-8045	43,67	9,39	10,44	0,88	720,6	298,2	1018,8	29	1
УАГ-5002-8060	14,63	2,71	6,71	0,41	241,4	86,1	327,5	26	2
УАГ-5002-8061	30,98	7,12	8,81	0,41	511,2	226,1	737,3	31	1
УАГ-5002-8062	48,85	9,31	13,81	9,47	806,0	295,7	1101,7	27	1
УАГ-5002-8063	5,39	1,37	0,49	0,33	88,9	43,5	132,4	33	2
УАГ-5002-8064	21,1	8,16	8,36	0,34	348,2	259,2	607,3	43	2
УАГ-5002-8065	28,77	21,57	7,2	0,32	474,7	685,1	1159,8	59	2
УАГ-5002-8066	22,74	14	17,55	3,15	375,2	444,6	819,9	54	2
УАГ-5002-8067	57,06	11,98	6,09	0,36	941,5	380,5	1322,0	29	1
ХГ-5013-8069	4,34	1,44	2,11	1,13	71,6	45,7	117,3	39	2
ХГ-5013-8070	35,63	5,89	4,21	0	587,9	187,1	775,0	24	1
ХГ-5013-8071	6,92	0,9	0,1	0,13	114,2	28,6	142,8	20	2
ХГ-5013-8072	33,86	6,62	5,61	0,3	558,7	210,3	768,9	27	1

Образцы	Коэффициенты поглощения, см ¹				Концентрация дефектов, ppm			%B1 от А В1	Группа на диаграмме
	А	В1	В2	Н	А	В1	А В1		
I разновидность (плоскогранные и ламинарные октаэдры)									
БГ-1-8011	43	11,62	5,45	0,99	709,5	369,1	1078,6	34	1
БГ-1-8012	71,59	16,85	4,66	0,77	1181,2	535,2	1716,4	31	1
БГ-1-8014	38,95	5,11	4,32	0,57	642,7	162,3	805,0	20	1
БГ-1-8015	42,31	4,33	3,74	0,08	698,1	137,5	835,6	16	1
БГ-1-8023	5,21	0,78	0,87	0,63	86,0	24,8	110,7	22	2
БГ-1-8024	4,7	0,83	1,06	0,73	77,6	26,4	103,9	25	2
БГ-1-8028	50,8	5,38	1,15	7,48	838,2	170,9	1009,1	17	1
БГ-1-8030	18,5	1,73	8,71	1,65	305,3	54,9	360,2	15	1
8/6-8047	2,74	0,2	0,38	0,18	45,2	6,4	51,6	12	2
8/6-8048	12,61	2,69	1,63	5,39	208,1	85,4	293,5	29	2
Кубоиды II разновидности									
БГ-1-8022	9,22	2,73	1,8	0,46	152,1	86,7	238,8	36	2
ПГ-2-8038	19,5	7,24	1,03	0,49	321,8	229,9	551,7	42	2
ПГ-2-8039	14,66	0,8	0,29	0,14	241,9	25,4	267,3	10	1
8/6-8049	15,28	1,29	0,8	0,56	252,1	41,0	293,1	14	1
Алмазы V и VII разновидности									
БГ-1-8001	43	11.62	5.45	0,99	709,5	369,1	1078,6	34	1
БГ-1-8002	31.88	5	7.17	3,27	526,0	158,8	684,8	23	1
ПГ-28044	47.4	4.98	0.97	0,49	782,1	158,2	940,3	17	1
8/6-8046	22,51	2,67	5,2	0,27	371,4	84,8	456,2	19	1
УАГ-5002-8068	29	5,18	6,92	1,24	478,5	164,5	643,0	26	1

определения носят оценочный, модельный, характер, они помогают установить диапазоны допустимых значений времени и температуры нахождения алмаза во время пребывания в мантии.

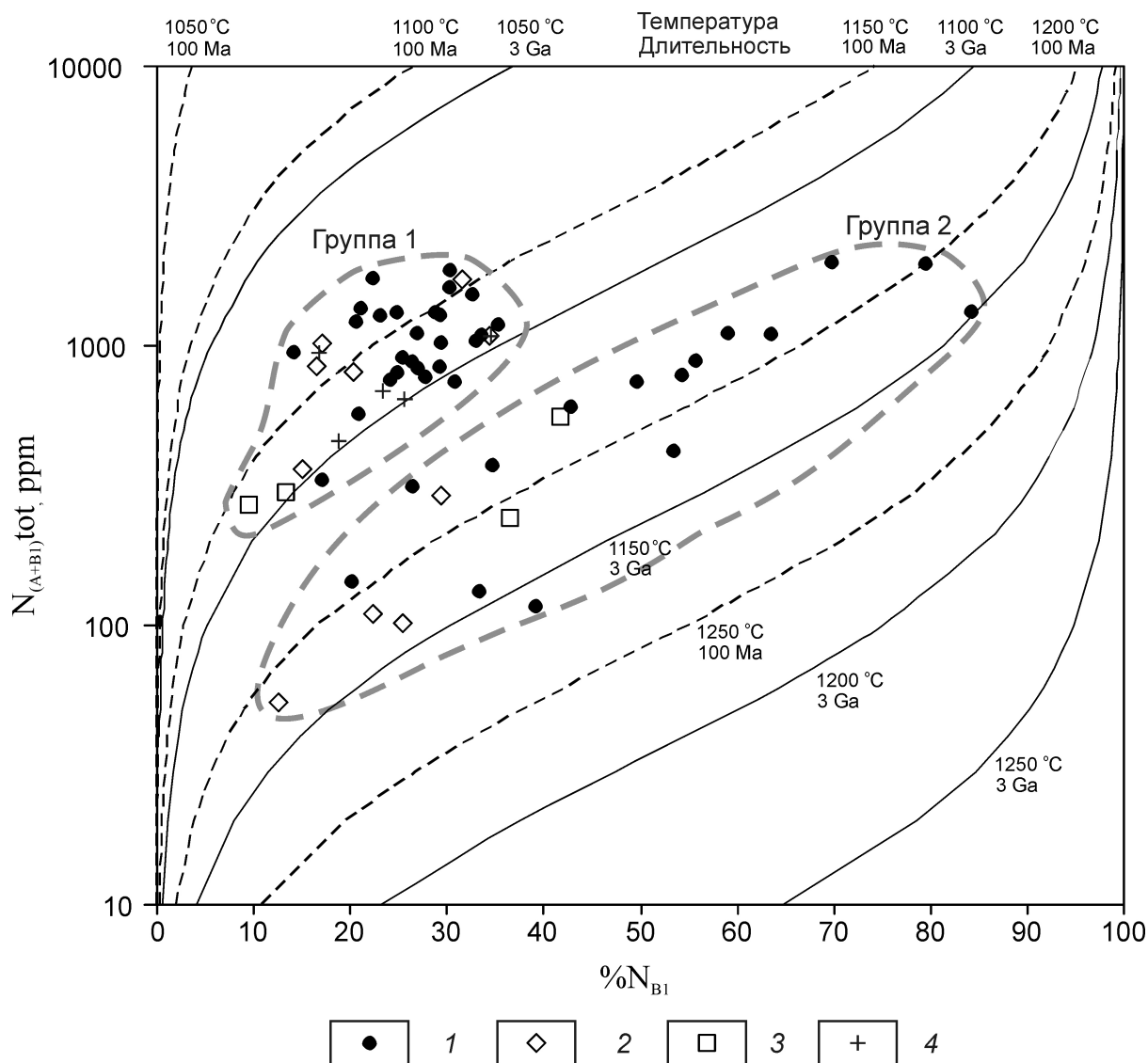
В настоящее время исследователями широко используется предложенная Тейлором [12] диаграмма, объединяющая четыре взаимозависимых параметра: суммарную концентрацию A B1(ppm) дефектов и степень агрегированности азота в форме B1(%), а также температуру и продолжительность постростового периода отжига при этой температуре. По сути своей 4-х компонентная диаграмма изображается на плоскости с 2 координатами, на которых указаны общая концентрация A B1 дефектов (по вертикали) и проценты агрегированности азота в форму B1 (по горизонтали). Два других, неуказанных на координатных прямых, компонента отображены в виде изолиний. Каждая изолиния при этом выражает определенное значение температуры отжига и одновременно значение продолжительности отжига при данной температуре. Если результаты измерения для исследованной группы алмазов ложатся вдоль направле-

ния какой-либо изолинии, то можно предположить, что индивиды данной группы имеют единую историю отжига, то есть приблизительно одинаковую продолжительность отжига при определенном температурном режиме.

Полученные данные по агрегированности микропримеси азота для исследованных авторами образцов отображены на диаграмме в виде двух групп точек, расположенных вдоль направлений разных изолиний (см. рисунок).

Первая группа характеризуется относительно небольшим диапазоном агрегированности азота в B1 форме 9,5—35,3%, со средним значением по группе 24,7%. Содержание суммарного для A и B1 дефектов азота имеет диапазон 267—1838 ppm, со средним значением 982 ppm.

Вторая группа более широкого диапазона агрегированности азота в B1 форме 12,3—84,6%, со средним значением по группе 44%. Концентрация суммарных для A и B1 дефектов во второй группе имеет диапазон 52—1977 ppm, со средним значением 640 ppm.



Содержание азота и степень агрегированности азотных дефектов для алмазов из туффитов Булкурской антиклинали на диаграмме Тейлора [12]:

разновидности: 1 — I додекаэдровиды, 2 — I октаэдры, 3 — II, 4 — V, VII; $N_{(A+B1)tot}$ — суммарная (A + B1 дефекты) концентрация азота, $\%N_{B1}$ — степень агрегированности азота в форме B1 дефекта

Как видно из усредненных по группам данных, вторая группа в отличие от первой обладает заметно меньшей суммарной концентрацией A и B1 дефектов, в тоже время процент дефектов в форме B1 почти в два выше, чем в первой группе. Соотношения суммарного содержания A и B1 дефектов и агрегированности в форму B1, по выделенным группам, коррелирует с ранее приведенными данными других исследователей алмазов этого района [6].

Первая группа более многочисленна и объединяет 39 алмазов, во вторую входит 21 образец. Хотя количество кристаллов II и V, VII морфологических разновидностей не велико, следует отметить, что кристаллы I и II разновидностей вошли в обе группы, в то время как кристаллы V, VII разновидностей обособленно вошли только в первую группу.

Картина распределения данных по агрегированности микропримеси азота на две группы, лежащие вдоль направлений изолиний диаграммы, позволяет сделать предположение о различной истории термического отжига кристаллов алмаза, входящих в этих группы.

Исходя из результатов исследования дефектно-примесного состава алмазов, можно сделать следующие выводы. Независимо от принадлежности к определенному морфологическому типу (октаэдрические кристаллы, додекаэдровиды уральского типа I разновидности и кубовиды II разновидности) алмазы делятся на две численно близкие группы, которые пережили индивидуальные этапы в онтогенетической истории, и представляют две генетически обособленные популяции. К основным факторам их обособленности

ти следует отнести вероятные различия в длительности времени пребывания алмазов в мантийных условиях и различия в значениях температур отжига, отраженные в степени агрегированности микропримеси азота. В то же время, интенсивность следов резорбции алмазов не коррелирует с картиной разделения индивидов на группы по дефектно-примесному составу. Последнее позволяет предположить отсутствие непосредственной связи между процессами отжига и растворения природных алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. — М.: Наука, 1986.
2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3—13.
3. Соболев Е.В., Лисойван В.И. О природе свойств алмазов промежуточного типа // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204 (1). С. 88—91.
4. Соболев Е.В., Лисойван В.И., Ленская С.В. О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // Журнал структурной химии. 1968. № 6. С. 1029—1033.
5. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентрации азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. — Мирный, 2003. С. 319—322.
6. Хачатрян Г.К., Зинчук Н.Н., В.И.Коптиль. Структурные дефекты в алмазах Северо-Востока Сибирской платформы и их типоморфное значение // Геология алмаза — настоящее и будущее. — Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 1607—1615.
7. Boyd S.R., Mathey D.P., Pillinger C.T. et al. Multiple growth events during diamond genesis: an integrated study of carbon and nitrogen isotopes and nitrogen aggregation state in coated stones // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 86. Pp. 341—353.
8. Charette J.J. Essai de classification des bandes absorption infrarouge du diamant // Physica. 1961. Vol. 27 (11). Pp. 1061—1073.
9. Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond // The properties of natural and synthetic diamond. London, ed. by Field. 1992. Pp. 259—290.
10. Evans T., Qi Z. The kinetics of aggregation of nitrogen atoms in diamonds // Proc. Roy. Soc. London. 1982. A381. Pp. 238—242.
11. Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib-IaA nitrogen aggregation in diamond // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. Pp. 18—124.
12. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finsch // 6 IGC. 1995. Pp. 620—622.
13. Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Miner. 1990. Vol. 75. Pp. 1290—1310.
14. Weerdt F., Paluyarov Y.N., Collins A.T. Absorption spectra of hydrogen in 13°C diamond produced by high-pressure, high-temperature synthesis // J. Phys. Condens. Matter. 2003 (15). Pp. 3163—3170.

К петрологии магматических образований Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны

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

В статье обобщены данные по петро- и геохимическому составу изверженных пород Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны, представленной гранитоидными массивами и дайками разнообразного состава, с которыми ассоциируют крупные месторождения олова и сопутствующих металлов. Уточнено формационное расчленение магматических образований. Определены *P-T* параметры магмогенерации и кристаллизации, состав магмоформирующих субстратов. Сделан вывод о развитии магматической деятельности в пределах территории в результате подъема мантийных диапиров в нижние горизонты коры. Предполагается, что основным источником рудных металлов являлись специализированные нижнекоровые субстраты (амфиболиты).

Ключевые слова: габброиды, гранитоиды, параметры магмогенерации и кристаллизации, магмоформирующие субстраты, рудоносность.

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

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

Petrology of magmatic formations of Derbeke-Nelgese ore-magmatic zone

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper presents summarized data on petro- and geochemical composition of igneous rocks of Derbeke-Nelgese ore-magmatic zone, represented by granitoid massifs and dykes of different composition; large deposits of tin and accompanying metals are associated with them. Formation dissection of magmatic formations is clarified. *P-T* parameters of magma generation and crystallization, composition of magma forming substrates are defined. It is concluded that, magmatic activity is developed within the area as a result of rise of mantle diapirs into lower horizons of the crust. It is assumed that, specialized lower crust substrates (amphibolites) were the main source of ore metals.

Key words: gabbroids, granitoids, parameters of magma generation and crystallization, magma forming substrates, ore content.

Дербек-Нельгесинская рудно-магматическая зона сопряжена с одним из поперечных интрузивных рядов гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 1). Магматические образования зоны отнесены к трем последовательным формациям: диабазовой [11], диорит-гранодиорит-гранитной [14] и габбро-монзонит-сиенитовой [13]. В составе преобладающей диорит-гранодиорит-гранитной формации выделено 5 фаз [14]: 1 — дайки диоритового состава, 2 — гранитоидные массивы, 3 — дайки и мелкие штоки лейкогранитов, 4 — единичные дайки альбитовых лейкогранитов, 5 — диориты и диорит-лампрофиры. С ними ассоциирует комплексное касситерит-силикатно-сульфидное оруденение с сопутствующими золотом и серебром.

Петрография и минералогия магматических пород детально описаны авторами ранее [11, 13]. В данной статье обобщены материалы по петрохимическому и геохимическому составам магматических пород, что с использованием новых методик обработки аналитических материалов [3, 5, 16, 19, 21] позволяет скорректировать представления о расчленении и генезисе магматических образований и соотношении с ними

оруденения. Это представляется актуальным как в связи с созданием новой серии геологических карт, так и в связи с продолжающимися в пределах зоны геолого-поисковыми работами.

С северо-востока на юго-запад вдоль простирания Дербек-Нельгесинской зоны уменьшаются площади выходов гранитоидных массивов и степень их эродированности. Состав и строение эндоконтактовых зон зависят от состава вмещающих толщ [13]. Дайки в большинстве своем интенсивно изменены. Степень обнаженности территории не всегда позволяет определить их возрастное положение, а многочисленные данные изотопного K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr датирования противоречивы [4, 7, 20]. Поэтому в данной работе рассмотрены только гранитоидные массивы северо-восточной части зоны, где вскрыты породы их главных фаций, и наименее измененные дайки. Вопрос отнесения последних к той или иной временной ассоциации пересмотрен с учетом специфики состава пород и слагающих их минералов.

Единичные дайки базальтовых и диабазовых порфиритов диабазовой формации достоверно установ-

лены только в пределах Илин-Тасского рудного поля в экзоконтакте Безымянного массива. Они отличаются от наиболее основных пород первой фазы диорит-гранодиорит-гранитной формации битовнит-пироксен-амфиболовым парагенезисом, наличием шаровидных обособлений графита и густой сыпи контактового биотита [11]. Породы интенсивно пропилитизированы, поэтому на классификационную диаграмму точки их составов не наносились. Состав материнских расплавов по наименее измененным разностям определяется как известково-щелочной базальт, глубина до сейсмофокальной зоны по наиболее основной породе условно оценена в 197 км, уровень зарождения магмы 1,5 ГПа, температура исходного расплава 1300 °С, а температура начала его кристаллизации 1140 °С (табл. 1). Величины отношений в породах $La/Yb—Yb$ (9,7—2,5) указывают на генерацию магматического очага в слабо метасоматизированных шпинелевых перцолитах [16].

Дайки первой фазы диорит-гранодиорит-гранитной формации распространены в экзоконтактовых ореолах всех гранитоидных массивов ряда. Химический состав пород изменяется от габбро-диоритов до кварцевых диоритов с отклонениями к гранодиоритам (рис. 2). В нормативном составе альбит существенно преобладает над ортоклазом, магнетит над ильменитом. Породы метаглиноземистые до гиперглиноземистых, магнезиально-железистые (f 30—70%), среднекалевой известково-щелочной серии магматических образований континентальных дуг (рис. 3). Исходный расплав сформирован при P 1,2 ГПа и T 1300 °С при селективном плавлении амфиболитов нижней коры (рис. 4). Присутствие в диоритах единичных зерен муассанита, самородного железа, корунда, силлиманита и крупных катаклазированных зерен кварца свидетельствует о разнородности субстратов магмогенерации, а наличие единичных зерен магнезиального оливина в породах с содержа-

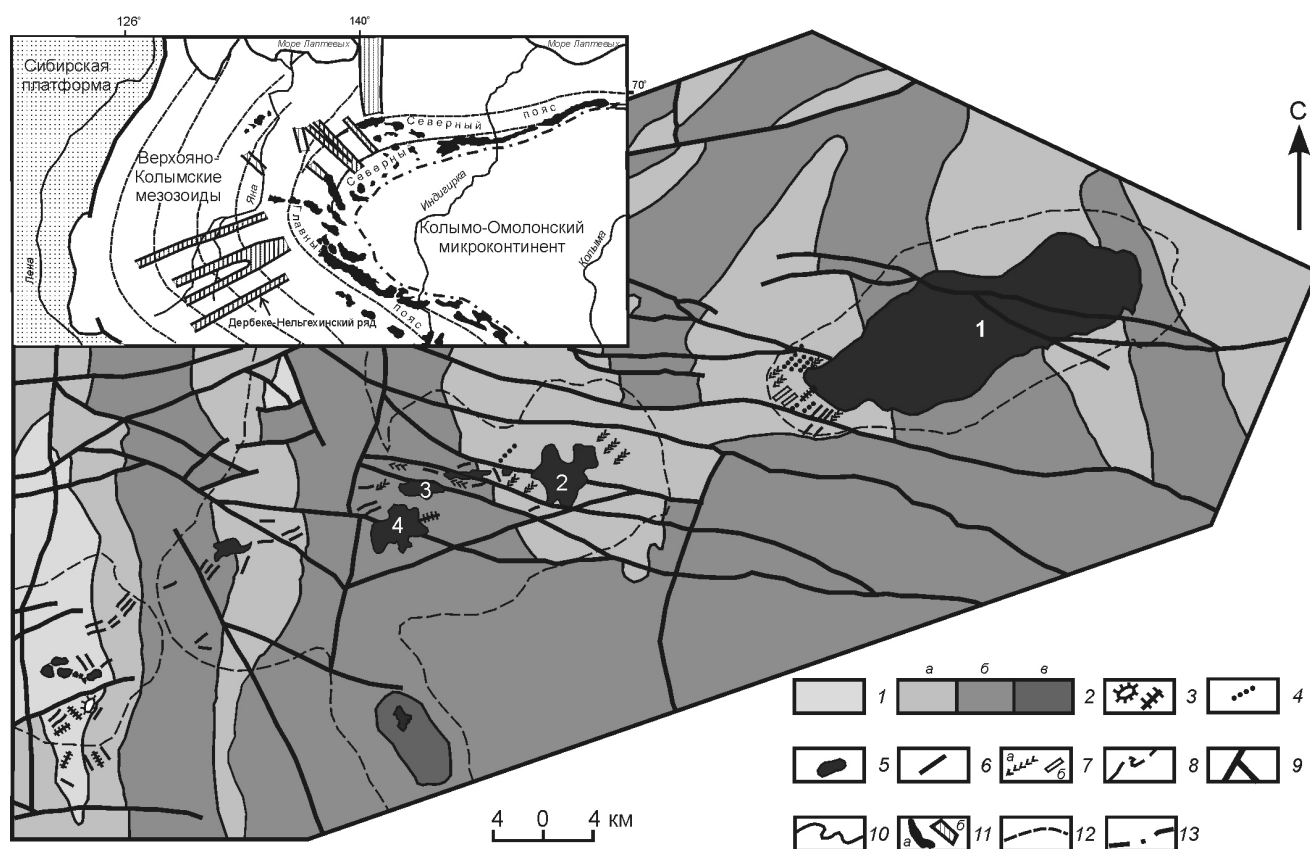


Рис. 1. Схема геологического строения Дербек-Нельгесинского междуречья, по материалам М.Н.Кривошапкина, В.Н.Захарова, 1984; Я.Д.Грачева, А.И.Аверченко, 1985:

вмещающие алеврово-песчанниковые толщи: 1 — нижняя и средняя юра, J_{1-2} ; 2 — триас: а — верхний, карнийский и норрийский ярусы (T_3k-n), б — средний, ладинский ярус (T_2l), в — средний, анизийский ярус (T_2a); магматические образования: 3 — массивы и дайки производных поздней габбро-монзонит-сиенитовой формации, 4 — дайки диорит-лампрофиров, 5 — гранитоиды массивов (1 — Безымянный, 2 — Хатакчанский, 3 — Тенгкелийский, 4 — Бургочанский), 6 — дайки-апофизы массивов, 7 — дайки: а — диоритовых порфириров I фазы, б — диабазовых порфириров диабазовой формации; 8 — подземный контур массивов гранитоидов по геофизическим данным на глубине 500 м; 9 — тектонические нарушения; 10 — геологические границы; 11 — пояса гранитоидов: а — продольные и б — поперечные; 12 — направления основных складчатых структур; 13 — граница Колымо-Омолонского микроконтинента

1. Химические составы (в %) и параметры кристаллизации магматических пород Дербек-Нельгесинской зоны

Окси- ды	Диабазовая формация (п 5)			Первая фаза диорит- гранодиорит-гранит- ной формации (п 12)			Безымянный массив (п 30)			Хатакчанский массив (п 9)			Бургочанский массив (п 6)		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Наименее, наиболее кремнекислые															
SiO ₂	50,59	56,11	53,56	52,6	64,75	60,02	65,07	74,49	69,89	64,03	72,05	65,54	64,30	70,07	65,02
TiO ₂	1,1	1,05	1	0,71	0,72	0,83	0,67	0,05	0,36	1,60	0,35	0,75	0,85	0,25	0,52
Al ₂ O ₃	16,56	19,27	17,52	14,46	16,85	15,94	15,22	12,97	14,68	15,23	14,20	15,64	16,24	14,81	16,37
Fe ₂ O ₃	0,37	0,58	1,41	0,91	1,79	1,40	1,1	0,52	0,75	0,52	0,12	1,31	0,92	He обн.	0,69
FeO	5,84	5,84	5,66	5,48	3,5	4,97	3,52	0,32	2,60	7,50	1,60	3,39	4,32	2,44	3,60
MnO	0,24	0,09	0,12	0,13	0,01	0,16	0,10	0,03	0,08	0,21	0,08	0,09	0,50	0,01	0,12
MgO	3,22	4,65	5,14	6,97	2,59	4,32	1,8	0,01	0,60	2,65	0,25	2,29	2,27	0,35	2,01
CaO	7,56	5,9	7,33	7,02	2,70	4,14	3,47	1,86	2,15	1,05	2,53	2,84	2,75	2,99	2,94
Na ₂ O	3,16	1,51	2,04	2,46	3,78	2,99	3,74	3,07	3,62	2,25	3,28	3,28	3,53	3,2	3,33
K ₂ O	1,88	2,54	1,77	2,48	1,73	2,43	3,32	5,81	4,26	2,15	5,25	3,74	2	4,54	3,85
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,26	0,21	0,35	0,22	0,05	0,1	0,14	0,18	0,13	0,22	0,1	0,1	0,13
CO ₂	5,79	0,28	1,6	3,38	He обн.	0,49	1,1	He обн.	0,12	He обн.	0,13	0,04	0,27	He обн.	0,04
H ₂ O ⁻	0,38	0,38	0,25	0,3	0,1	0,19	0,12	0,12	0,09	0,2	He опр.	0,11	0,24	0,1	0,12
H ₂ O ⁺	3,49	1,59	2,53	2,50	1,12	1,82	1,01	0,52	0,64	2,31	0,56	0,78	2,44	0,78	1,62
F	0,05	0,11	0,14	0,08	0,08	0,13	0,05	0,19	0,01	0,14	0,06	0,15	0,14	0,12	0,13
S _{общ}	0,06	0,52	0,19	0,01	He обн.	0,13	He обн.	He обн.	0,11	0,03	He обн.	0,02	0,03	0,01	0,03
Li ₂ O	0,005	0,004	0,009	He обн.	0,005	0,0075	0,01	0,003	0,009	0,004	0,003	0,0037	0,005	0,008	0,0071
Rb ₂ O	0,006	0,01	0,0016	0,01	0,01	0,0105	0,012	0,017	0,0136	0,006	0,014	0,0087	0,006	0,08	0,0230
Сумма	100,19	100,32	100,29	99,4	99,95	100,01	100,22	99,94	100,03	99,85	100,61	100,09	100,66	99,86	100,43
T ₁ , C	1300			1300			900			970			1050		
T ₂ , C	1140			1160			890			972			1040		
P	1,5			1,2			0,98			0,9			1,1		
H, км	197			216											

Примечание. Для габбро-монзонит-сиенитовой формации отдельно даны средние составы: столбец 28 — для монзонитов-лампрофитов начала кристаллизации по работе 17 для основных пород; по гранитоидам с учетом состава субстрата 19 — по работе 1; *P* —ной зоны по работе 9; *T* и *P* исходных расплавов рассчитаны по наименее дифференцированным (наиболее основным) составам.

нием SiO₂ до 63%, невозможное при нормальном ходе кристаллизации известково-щелочных расплавов, является прямым признаком их гибридного происхождения [10].

В составе гранитоидных массивов преобладают гранодиориты и граниты с редкими отклонениями к диоритам (см. рис. 2). Породы умеренноглиноземис-

тые и гиперглиноземистые (см. рис. 3), высококальциевой известково-щелочной серии, магнезиально-железистые и железистые, с близкими варьирующими значениями альбита и ортоклаза, магнетита и ильменита в нормативном составе. По соотношениям Al₂O₃/(Na₂O K₂O)—Al₂O₃/(CaO Na₂O K₂O) они, как и породы первой фазы, относятся к магматическим

Лейкограниты Безымянного массива (<i>n</i> 16)			Лейкограниты Бургочанского массива (<i>n</i> 3)			Диорит-лампрофиры (<i>n</i> 9)			Габбро-монцонит-сиенитовая формация			
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29

и средние составы

72,00	76,56	73,72	69,15	70,15	69,78	52,54	61,83	56,89	49,90	68,70	55,31	65,43
0,10	He обн.	0,14	0,8	0,45	0,56	0,95	0,76	0,97	0,88	0,45	1,03	0,67
14,70	12,91	13,69	15,31	15,5	14,94	13,67	16,63	15,87	11,60	15,32	14,76	15,91
1,09	0,14	0,46	0,56	He обн.	0,29	0,28	1,81	1,56	1,31	He обн.	1,36	He обн.
1,00	0,36	1,05	2,51	2,37	2,46	8,96	4,45	5,64	6,29	1,33	4,90	3,26
0,05	0,06	0,03	0,25	0,25	0,17	0,11	0,01	0,10	0,23	0,01	0,12	0,03
0,27	0,02	0,27	1,49	0,54	1,12	5,2	2,24	4,55	7,87	0,35	4,68	1,73
1,40	0,34	1,01	1,7	2,51	1,84	8,86	2,87	4,98	8,20	0,61	5,62	0,60
3,84	3,36	3,47	4,49	4,86	4,48	2,71	3,22	3,40	2,13	4,00	2,88	3,17
4,60	5,70	5,46	1,72	1,93	1,95	3,44	4,56	3,04	4,39	7,66	4,12	7,19
0,33	0,02	0,15	0,2	0,18	0,14	0,25	0,2	0,24	0,63	He обн.	0,40	0,06
He обн.	He обн.	0,12	0,27	He обн.	0,09	He обн.	He обн.	0,22	2,95	0,10	2,02	0,32
He обн.	0,08	0,06	0,08	He обн.	0,06	0,1	0,22	0,20	0,41	0,14	0,26	0,11
0,46	0,33	0,48	1,81	1,42	1,98	2,38	1,88	1,90	2,23	0,95	2,21	1,54
0,09	0,10	0,08	0,24	0,16	0,16	0,12	0,16	0,19	0,18	0,1	0,16	0,07
He обн.	0,02	0,01	0,06	0,03	0,06	0,04	0,02	0,05	0,20	0,15	0,06	0,04
0,007	0,003	0,0047	0,005	0,002	0,0037	0,002	0,006	0,007	0,005	He обн.	0,004	0,004
0,016	0,009	0,0141	0,006	0,005	0,0063	0,012	0,016	0,011	0,012	0,018	0,017	0,019
99,95	99,93	100,16	100,56	100,36	100,03	99,52	100,62	99,62	99,01	99,65	99,65	100,04
700			900			1250			1300			
710			930			1210			1150			
0,7			0,8			1,4			2,0			
						254			301			

ров (*n* 12) и столбец 29 — для сиенитов (*n* 3); *n* — число анализов; T_1 — температура зарождения расплава по работе 5, T_2 — температура на уровне магмогенерации: для основных и кислых пород по работам 8 и 1 соответственно; Н — глубина до сейсмофокаль-

образованиям континентальных дуг, а основные петрохимические параметры и отношения Sr—Rb/Sr определяют их как гранитоиды I-типа активных окраин [23] (рис. 5). Значения Rb/Sr (0,15—0,3) соответствуют производным магматических расплавов континентальной коры [22]. В то же время, гранитоиды Безымянного массива имеют корово-мантийные

значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7035—0,7089) [4, 7]; соотношения K/Rb (200—920)—Rb (40—160 г/т) в гранитоидах всех массивов присущи мантийным образованиям [12]; ранние генерации биотитов соответствуют таковым корово-мантийных производных [11]. Все это позволяет связать процессы магмогенерации с подъемом в нижние горизонты коры мантийного ди-

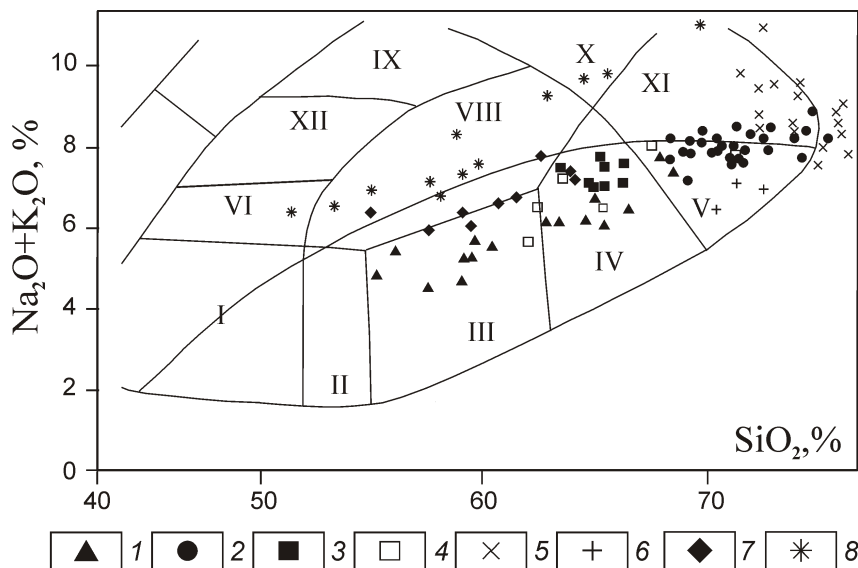


Рис. 2. Классификационная диаграмма для магматических пород Дербеке-Нельгесинской зоны:

1 — диориты 1-й фазы; гранитоиды главных фаций массивов: 2 — Безымянного, 3 — Хатакчанского, 4 — Бургочанского; лейкограниты массивов: 5 — Безымянного и 6 — Бургочанского; 7 — диорит-лампрофиры; 8 — производные габбро-монзонит-сиенитовой формации; поля диаграммы [24]: I — габбро, II — габбро-диориты, III — диориты, IV — гранодиориты, V — граниты, VI — субщелочное габбро, VII—VIII — монзониты, IX—X — сиениты, XI — щелочные граниты

апира, производными которого являются ранние дайки базальтовых и диабазовых порфиритов.

Намечается рост основности, температур магмогенерации и начала кристаллизации для гранитоидов главных фаций от Безымянного к Бургочанскому массиву при близких расчетных значениях глубин магмогенерации (см. рис. 2 и табл. 1). Согласно соот-

ношениям $Al/(Mg+Fe) \text{—} Ca/(Mg+Fe)$ в первом случае имело место парциальное плавление древних изверженных пород (дацитов-тоналитов), во втором — разнородных субстратов, включающих и древние изверженные породы, и нижнекоровые амфиболиты (см. рис. 4), что подтверждается присутствием их крупных ксенолитов в гранодиоритах Бургочанского массива. Ранее авторы считали [13], что в процессе становления диорит-гранодиорит-гранитной формации имело место продвижение во времени процесса плавления от границы кора—мантия или из нижних горизонтов коры во все более высокие ее горизонты. Однако приведенные результаты расчетов и омоло-

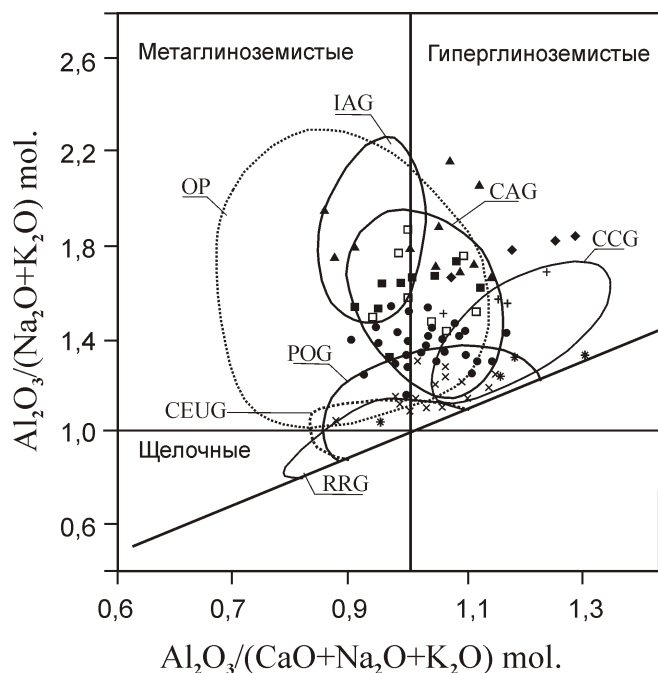


Рис. 3. Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования магматических пород Дербеке-Нельгесинской зоны:

поля диаграммы по работе [21]: OP — океанические плагиограниты; гранитоиды: IAG — островодужные, CAG — континентальных дуг, CCG — континентальные коллизионные, POG — посторогенные, CEUG — континентального эпайрогенического воздымания, RRG — рифтогенные; см. услов. обозн. к рис. 2

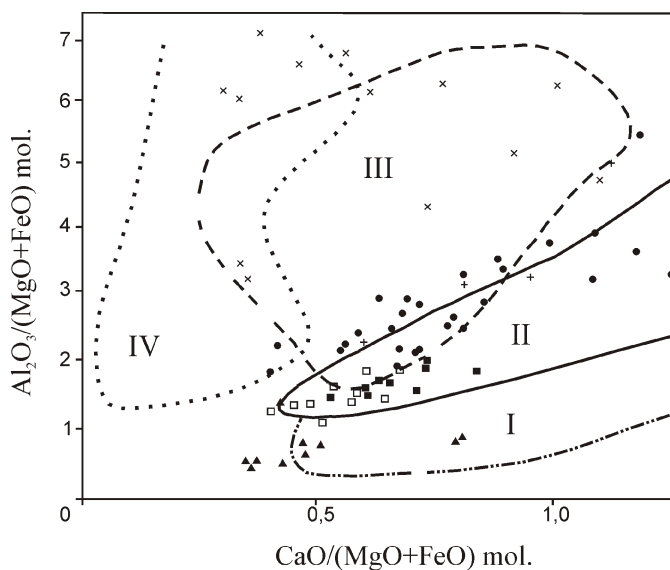


Рис. 4. Соотношения $Al_2O_3/(MgO+FeO) \text{—} CaO/(MgO+FeO)$ в магматических породах Дербеке-Нельгесинской зоны:

поля диаграммы по работе [19], парциальное плавление: I — амфиболитов, II — дацитов-тоналитов, III — метагравякк, IV — метапелитов; см. услов. обозн. к рис. 2

жение изотопного возраста пород, определенного в разные годы разными методами, несмотря на весьма различные абсолютные значения (от 175 до 140 млн.лет для Безымянного и до 134 млн.лет для Бургочанского массивов по данным К-Ar-метода; от 170—176 до 134 млн.лет для тех же массивов по данным Rb-Sr метода [4, 7] и от 131 млн.лет для Безымянного до 115 млн.лет для Хатакчанского массивов по ^{39}Ar - ^{40}Ar -методу [20]) позволяет высказать иное предположение. По-видимому, подъем в нижнюю кору основного диапира привел сначала к селективному плавлению наиболее кислых субстратов, а затем все более основных. В эту схему не вписываются диориты ранней фазы, которые, с учетом приведенных выше данных, могли образоваться при кристаллизации исходного базальтового расплава, контаминированного нижнекоровыми породами.

Дайки и мелкие штоки лейкогранитов распространены преимущественно в Безымянном массиве. Породы высокоглиноземистые, высококальциевые известково-щелочной серии, железистые, с устойчивым преобладанием ортоклаза над альбитом в нормативном составе. Расчетное давление магмогенерации изменяется от 0,3 до 0,7 ГПа, подчеркивая формирование остаточных лейкократовых расплавов на разных уровнях магматического очага. К четвертой фазе отнесены единичные маломощные дайки, лейкократовых гранитов, отмеченные главным образом в эродированных горизонтах Бургочанского массива. От лейкогранитов третьей фазы они отличаются преоб-

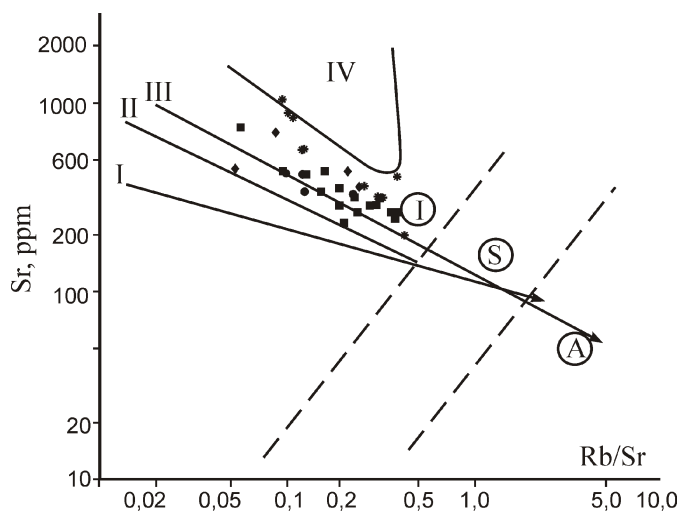


Рис. 5. Геодинатические обстановки формирования магматических пород:

тренды эволюции типовых магматических серий [3]: I — толеитовой островодужной, II — известково-щелочной островных дуг, III — известково-щелочных активных континентальных окраин, IV — рифтогенных; буквы в кружках — средние составы гранитов различных петротипов; см. услов. обозн. к рис. 2

ладанием кислого плагиоклаза над микроклином, развитием кварц-турмалиновых обособлений, высокими содержаниями апатита, значимыми количествами сульфидов, присутствием ортита и единичных зерен магнетита с содержанием Cr_2O_3 0,16%, интенсивно проявленными процессами альбитизации и грейзенизации. Лейкограниты Бургочанского массива принадлежат среднекальциевой известково-щелочной серии. В их нормативном составе альбит преобладает над ортоклазом. Учитывая смещение гранитной эвтектики с ростом давления в сторону обогащения альбитовым компонентом, авторы рассматривают эти породы как производные остаточных расплавов более глубоких, чем лейкогранитный расплав третьей фазы, горизонтов гранитоидных магматических очагов [13]. Этому не противоречат определения глубин магмогенерации 0,7—0,8 ГПа и положение точек их составов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})\text{mol} - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})\text{mol}$ (см. рис. 4). Расчетные температуры начала кристаллизации расплава также гораздо выше, чем для лейкогранитов третьей фазы — до 940 °C.

Постгранитные диорит-лампрофиты слагают крутопадающие дайки мощностью от первых метров до 20 м и протяженностью в сотни метров до 1 км. Характеризуются широкими вариациями количественных и временных соотношений породообразующих минералов. Как и в диоритах первой фазы, здесь присутствуют крупные реститовые оплавленные кристаллы и желваки голубовато-серого трещиноватого кварца в кайме амфибола или биотита. Породы насыщены сульфидами, включения которых зафиксированы даже в раннемагматических амфиболах и биотитах, но в основном образуют округлые ликвационные обособления. Найдены единичные зерна самородных Pb, Sn и Cu. Химический состав отличается от такового пород первой фазы более высокими значениями суммы щелочей (высококальциевая известково-щелочная серия), железистости 0,54—0,76 против 0,46—0,65 и меланократовости 27—58 и 15—36%. На классификационной диаграмме (см. рис. 2) точки их составов намечают короткий тренд вдоль границы полей диоритов и монзонитов. Зарождение магматических очагов происходило при давлении до 1,4 ГПа и температуре до 1250 °C, начало кристаллизации — при 1210 °C при глубине до сейсмофокальной зоны 254 км. Ранее [13] авторы рассматривали эти породы как поздние производные глубоких горизонтов магматических очагов, сформировавших диориты первой фазы. Однако приведенные результаты расчетов позволяют предполагать, что это новый импульс магматической активности, приведший к повторному плавлению нижнекоровых или верхнемантийных субстратов под воздействием щелочно-основного диапира из метасоматизированных горизонтов мантии, давшего начало становлению производных габбро-монзонит-сиенитовой формации.

Производные габбро-монцонит-сиенитовой формации образуют дайки и мелкие штоки, сложенные субщелочными долеритами, лампрофирами и монцодиоритами, дифференцирующими до кварцевых сиенитов. Все они характеризуются пироксен-биотитовой ассоциацией темноцветных минералов. Химический состав пород умеренно- и высокоглиноземистой, отвечает шошонитовой магматической серии. Наиболее основные разности оливин-диопсид-нормативные, изредка с небольшим содержанием нормативного нефелина, с варьирующими близкими значениями ортоклаза и альбита. На классификационной диаграмме (см. рис. 2) точки составов пород формации образуют полный эволюционный ряд в области субщелочных образований. Соотношения в них La/Yb (16—31)—Yb (2—2,5 г/т) отвечают зарождению расплавов в метасоматически обогащенном перцолите [16] при расчетных параметрах 2 ГПа и 1300 С. Температура начала кристаллизации определена в 1150 С, глубина до сейсмофокальной зоны в 300 км (см. табл. 1). Соответствующие расчетные параметры формирования кварцевых сиенитов не более 0,3 ГПа и 900 С, то есть они являются производными остаточного расплава, возникшего в результате внутрикамерной дифференциации исходной основной магмы повышенной щелочности. По соотношениям Sr—Rb/Sr породы близки рифтогенным образованиям (см. рис. 5).

Главное полезное ископаемое района — олово, которому часто сопутствует серебро. Кроме того, в районе известны небольшие проявления золота. Диориты и диорит-лампрофиры имеют высокие содержания Sn, W, Au, Ag (табл. 2), при этом их главными носителями и концентраторами являются акцессорные сульфиды (табл. 3). Коэффициенты корреляции меж-

ду Sn и Ag 0,6—0,64 [19], то есть максимально выражены халькофильные свойства этих элементов и, соответственно, максимальные их концентрации сосредоточены в полиметаллических рудах. Характерная особенность диорит-лампрофиров — наличие ликвационных скоплений сульфидов с высокими содержанием Sn до 1, Ag до 0,2 и Pb до 0,6%. Повышенная основность и щелочность расплава усиливают халькофильные свойства металлов, а повышенное давление способствует обособлению серы от расплава [6]. И.Н.Говоров [2] предполагает наличие в диоритовых телах участков, обогащенных сульфидоносными гидротермами, которые могут быть мобилизованы при возникновении тектонических нарушений и способны послужить источником для формирования сульфидных парагенезисов рудных месторождений. Генетическая связь полиметаллического оруденения с такими гидротермами подтверждается и близостью изотопного состава серы акцессорных сульфидов и одноименных сульфидов жил сульфидно-хлоритового и полиметаллического типов (^{34}S 1,7 и 2) [15], а также нередкой пространственной приуроченностью последних к зальбандам даек диоритового состава. При этом диорит-лампрофиры кристаллизуются в условиях высокой активности кислорода, воды и хлора [11], близких параметрам кристаллизации золотоносных магматических систем [17]. Это с учетом повышенного содержания в породах Au не исключает и возможность формирования в процессе их становления и самостоятельных золоторудных проявлений. Менее благоприятны в этом плане ранние диориты, кристаллизующиеся при средних значениях потенциала кислорода и хлора.

Гранитоиды главных фаций массивов характеризуются близкими кларкам содержаниями большинства

2. Средние содержания рудных элементов в магматических породах Дербек-Нельгесинской зоны, в г/т

Породы	Sn	B	Pb	Zn	Ag	Cu	W	Au
Диабазовые и базальтовые порфиры	4	5	30	120	0,15	10	0,2	8
Диорит	16	24	16	103	0,26	56	4,8	18
Гранитоиды Безымянного массива	2,4	8	18	34	0,0	5	0,5	3
Лейкограниты Безымянного массива	2,3	4,7	27	6	0,05	5	0,7	1,7
Гранитоиды Бургочанского массива	16	8,2	17	40	0,5	50	0,5	3,5
Лейкограниты Бургочанского массива	21	320	36	74	0,17	43	8,6	4
Диорит-лампрофиры	36	27	100	107	0,13	25	3,8	8
Субщелочные лампрофиры	3	13	26	139	0,13	14	2,4	1,4
Монцониты	1,7	7,6	11	69	0,0	20	1,3	0,8
Сиениты	4	13	18	150	0,02	34	0,2	0,8

Примечание. Sn, B, Pb, Zn, Ag, Cu, W — по данным спектрального количественного анализа в лаборатории спектральных методов анализа Института геологии СО РАН, г.Якутск; аналитик З.А.Хохрякова; Au — по данным спектрозолотометрического анализа в той же лаборатории, в мг/т; аналитик Н.Н.Олейникова.

3. Средние содержания элементов-примесей в сульфидах магматических пород Дербек-Нельгесинской зоны, в %

Породы	Минерал	Sn	Pb	Zn	Bi	Ag	Sb	W	Cu
Диабазовые порфи- риты	Пирит	0,01	Не обн.	0,08	0,01	0,03	0,01	0,02	Не обн.
Диориты	Пирротин	0,13	0,23	0,61	0,004	0,004	0,009	0,025	0,01
	Пирит	0,036	0,23	0,054	0,1	0,038	0,02	0,08	0,014
	Арсенопирит	0,2	0,13	0,073	1	0,004	0,04	0,04	0,001
	Халькопирит	0,11	0,05	0,13	Не обн.	0,01	0,01	0,03	
Гранитоиды Безы- мянного массива	Пирит	0,07	0,2	0,58	0,05	0,002	0,05	Не обн.	0,03
	Арсенопирит	0,03	0,03	0,07	0,05	0,004	0,1	Не обн.	0,1
Лейкограниты Безы- мянного массива	Пирит	0,007	Не обн.	0,76	0,16	0,002	Не обн.	0,03	0,12
	Арсенопирит	0,01	0,01	0,02	0,2	0,05	0,02	0,03	0,01
Гранитоиды Бурго- чанского массива	Пирит	0,06	0,38	0,07	0,15	0,042	0,01	0,028	0,001
	Арсенопирит	0,02	0,2	0,03	0,09	0,05	0,01	0,03	0,02
Лейкограниты Бур- гочанского массива	Пирит	0,05	0,02	0,01	0,16	0,05	0,01	0,08	0,01
	Арсенопирит	0,04	0,21	0,02	0,14	0,005	0,01	0,02	Не обн.
Диорит-лампрофир	Пирит	0,3	0,4	0,13	0,18	0,09	Не обн.	0,02	0,2
	Арсенопирит	0,3	0,2	0,4	0,07	0,014	0,6	0,024	0,1
Монцодиориты	Пирит	0,04	0,01	0,04	0,14	0,009	0,03	0,06	0,17
	Арсенопирит	Не обн.	Не обн.	0,03	0,53	0,049	Не обн.	0,002	Не обн.

Примечание. По данным лазерного анализа в лаборатории спектральных методов анализа Института геологии СО РАН, г. Якутск; аналитик Л.М.Щербина.

рудных элементов (см. табл. 2), то есть в них не проявлены признаки потенциальной рудоносности на редкометалльное оруденение. Знаки касситерита обнаружены только в пробах грейзенизированных разностей. В лейкогранитах (особенно Бургочанского массива) резко усиливается активность бора и его корреляционные связи с рудными элементами (коэффициент корреляции Sn-B до 0,6). В них появляются нодулы турмалина, акцессорный касситерит. Породы интенсивно альбитизированы и грейзенизированы. В благоприятных условиях вскрытие таких остаточных очагов, насыщенных летучими, может привести к формированию турмалиновых парагенезисов рудных месторождений олова и вольфрама, как это установлено для рудных районов Приморья [2] и подтверждается ассоциацией с лейкогранитами турмалин-кварцевых жил с касситеритом.

Таким образом, на данной стадии изученности авторы данной публикации считают причиной формирования ведущих оловорудных месторождений полиметаллического и сульфидно-хлоритового типа территории обособления сульфидной жидкости и сульфидоносных гидротерм в магматических очагах, сформировавших диорит-лампрофиры, что, в част-

ности, подтверждается их частой пространственной совмещенностью. Оруденение касситерит-турмалинового типа, очевидно, продуцируется остаточными лейкогранитными очагами. Источником же ведущих металлов предположительно являются нижнекоревые субстраты.

Краткие выводы:

1. Все производные ведущей для территории диорит-гранодиорит-гранитной формации несут мантийные или корово-мантийные метки, что позволяет сделать вывод о генерации исходных для нее расплавов под воздействием поднимавшегося в нижние горизонты коры мантийного диапира, производными которого являлись дайки основного состава диабазовой формации.

2. Из состава диорит-гранодиорит-гранитной формации следует исключить дайки диорит-лампрофиров, сформированные в более поздний этап тектономагматической активизации в результате нового подъема в нижнюю кору основного диапира уже из горизонтов метасоматизированной мантии.

3. Лейкограниты третьей и четвертой фаз являются производными остаточных очагов, формирующихся на разных горизонтах гранитоидных резервуаров.

4. Основным источником рудных металлов являлись специализированные нижнекоровые субстраты (амфиболиты).

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, темы VIII.66.1.4 и VIII.72.2.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л.: Недра, 1978.
2. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. — М.: Наука, 1977.
3. Даченко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Мат-лы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. — Сыктывкар, 2000. С. 270—274.
4. Зайцев А.И. Изотопная геохимия Rb-Sr систем // Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992. С. 71—102.
5. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. — Петрозаводск, 2001.
6. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. — М.: Наука, 1984.
7. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.
8. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3—26.
9. 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.
10. Попов В.С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия. 1981. № 11. С. 1665—1676.
11. Роев С.П. Минералогия гранитоидов Дербек-Нельгехинского интрузивного ряда и ее генетические аспекты. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997.
12. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Доклады АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 1463—1466.
13. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. — Новосибирск: Наука, 1985.
14. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.
15. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Холмогоров А.И., Яковлев Я.В. Геолого-генетическая модель формирования оловорудных месторождений Якутии // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 262—271.
16. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology. 142 (1997). Pp. 57—83.
17. Foerster H.J. Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. // Z. geol. Wissenschaft. 1990. Vol. 18. Pp. 255—266.
18. French W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic welts // Mineral. Mag. 1981. Vol. 44. № 333. Pp. 523—546.
19. Gerdes A., Worner G., Henk A. Postcollisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. Pp. 577—587.
20. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167—170.
21. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635—643.
22. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. Berlin. 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615—627.
23. Trunilina V.A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region // Metallogeny of collisional orogens. Czech. Geological Survey, Prague, 1994. Pp. 430—434.
24. Wilson M. Igneous petrogenesis. — Unwin Hayman, London, 1989.

Ультракалиевые породы Широкинского рудно-россыпного узла Аллах-Юньского металлогенического пояса

Г.С.АНИСИМОВА, А.И.ЗАЙЦЕВ, Н.В.ЗАЯКИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые рассмотрены петрохимические особенности необычного состава сиенитов дайки в Широкинском рудно-россыпном узле Аллах-Юньской рудной зоны. Установлена их метасоматическая природа в связи с проявлением регионального динамометаморфизма и определен Rb-Sr возраст пород (151 ± 3 млн.лет, $I_0 = 0,7133 \pm 0,0019$).

Ключевые слова: сиениты, метаморфизм, изотопный состав Sr, Rb-Sr возраст, Широкинский рудно-россыпной узел, Южное Верхоянье.

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

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

Заякина Надежда Викторовна, n.v.zayakina@diamond.ysn.ru

Ultrapotassic rocks from Shirokinsky ore-and-placer cluster of Allakh-Yun metallogenic belt

G.S.ANISIMOVA, A.I.ZAITSEV, N.V.ZAYAKINA

Petrochemical features unusual composition of syenite dikes located in Shirokinsky ore-and-placer cluster in Allakh-Yun ore zone are firstly considered. The metasomatic nature is defined, due to manifestation of regional metamorphism and Rb-Sr rock age (151 ± 3 Ma, $I_0 = 0,7133 \pm 0,0019$) is determined.

Key words: syenites, metamorphism, isotope composition, Rb-Sr dating, Shirokinsky ore-and-placer cluster, South Verkhoyansk.

В истоках руч.Ударник Широкинского рудно-россыпного узла (ШРРУ) были обнаружены необычные магматические породы [3], главная особенность которых — их ультракалиевость. Описываемый рудно-россыпной узел расположен на юге Аллах-Юньского металлогенического пояса, в пределах структур Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта [6].

Вмещающий комплекс ШРРУ представлен карбонатной (известняки, серицит-хлоритовые сланцы, доломиты) толщей PZ_{1-2} , прорванной редкими дайками диабазов (D), и терригенными (песчаники, алевролиты) отложениями C_{1-2} . Серия даек диабазов, развитых в наиболее приподнятой части Хочулюканской антиклинали, подвержена интенсивному региональному динамотермальному метаморфизму.

Необычные породы образуют элювиальный глыбовый выход, который и по характеру залегания рассматривается условно как дайка в алевролитистых доломитах кулонской свиты среднего ордовика. Порода тонкозернистая вишнево-серого цвета и насыщена линзочками светлого серицит-калишпатового агрегата. Основная масса сиенитов сложена гидрослюдисто-калишпатовым субмикроскопическим гипидиоморфнозернистым агрегатом. Характерны реликты интрателлурических зерен кварца округлых изометричных и уплощенных форм. Гидрослюда и многочисленные неправильной формы одиночные зерна и

скопления пирита являются вторичными. Гидрослюда развита как по калишпатовой основной массе, так и пронизывает по тонким трещинкам вкрапленники кварца.

По химическому составу породы (табл. 1, рис. 1) отличаются от нормальных пород сиенитового состава и резко от щелочных пород массивов Горного озера [9], расположенных западнее Широкинского рудно-россыпного узла. Согласно классификации Б.Р.Фроста [11], в основном все образцы по составу принадлежат магнезиальной серии (см. табл. 1), являются повышенно-щелочными и характеризуются изменчивостью индекса глиноземистости (ASI) — от металюмиевых (0,858) до пералюмиевых (до 1,768). Особо следует отметить, что в пределах Сарданинского рудного поля соседней Кыллахской металлогенической зоны ранее А.И.Старников [7] описал мезозойские (114 млн.лет, K-Ar) дайки щелочных полевошпатовых сиенитов с соотношением Na_2O/K_2O 0,12/11,67 и с геохимической специализацией на цинк (0,014%). Последнее обстоятельство дает возможность предположить парагенетическую связь Сарданинского свинцово-цинкового оруденения с проявлением ультраосновного щелочного магматизма [7]. Найденные породы Широкинского рудно-россыпного узла по химическому составу вполне соотносятся с вышеописанными.

В совокупности характер распределения компонентов состава пород указывает на то, что становление последних происходило в неравновесных и скорее не в магматических условиях. Использование эмпирического распределения петроэлементов для разделения магматических и метасомати-

ческих пород (метод И.Д.Царовского [8]) с расчетом коэффициента $a = \sqrt{2} \cdot 100/S$ (табл. 2) дает достаточно наглядное подтверждение, что породы характеризуются высокой степенью метасоматического изменения, так как в случае равновесной кристаллизации все компоненты должны иметь

1. Химический состав сиенитов Широкинского рудно-россыпного узла (в %)

Компоненты	Пробы						Pb-Zn месторождение Сардана [6]
	67-АН-02	67а-АН-02	68-АН-02	70-АН-02	71-АН-02	443-К-96	
SiO ₂	57,36	58,44	63,78	63,16	65,65	60,6	51,48
TiO ₂	0,49	0,45	0,15	0,63	0,68	0,4	0,37
Al ₂ O ₃	16,29	18,42	17,22	17,6	16,86	18,74	19,27
FeO	0,49	0,5	0,49	0,55	0,51	0,57	2,08
Fe ₂ O ₃	2,58	1,36	0,53	1,2	1,01	2,37	1,91
MnO	0	0	0	0	0	0	0,32
MgO	1,98	3,6	0,3	0,81	2,9	0	1,21
CaO	3,39	0,98	0,96	0,93	0,48	1,02	4,50
Na ₂ O	0,1	0,16	0,22	0,1	0,07	0,26	0,12
K ₂ O	11,74	11,73	15,03	12,72	7,93	13,83	11,67
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,03	0,12	0,03	0,08	0,17
CO ₂	2,90	0,78	0,81	0,26	0,26	0,27	4,13
F	0,48	0,75	0,06	0,02	0,64	0,10	
S	0,42	0,15	0,03	0,06	0,36	0,40	
H ₂ O	1,43	1,44	0,07	0,54	2,37	0,00	0,37
Ba	510	400	180	160	160	270	
Rb	108,5	140,43	82,36	58,84	86,05	86,86	
Sr	14,68	8,64	7,35	21,48	3,80	3,60	
Zr	270	250	72	170	200	180	
Nb	36,0	39,0	6,5	10,0	14,0	7,8	
Ni	17,0	18,0	11,0	12,0	6,8	25,0	
Co	8,5	8,2	3,0	3,0	3,0	4,6	
Cr	33,0	23,0	61,0	45,0	31,0	14,0	
Yb	1,9	2,1	1,7	2,7	3,2	1,6	
Y	17,0	23,0	13,0	20,0	18,0	11,0	
Sc	3,6	5,1	3,1	6,9	10,0	5,8	
V	58,0	86,0	9,3	15,0	23,0	45,0	
MAI*	8,52	10,91	14,29	11,89	7,32	10,37	
ASI*	0,8581	1,2649	0,9389	1,1369	1,7981	1,0923	
Число Fe*	0,5868	0,3238	0,7632	0,3380	0,3285	1,00	

Примечание. Химические анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН; аналитик Г.Н.Охлопкова; параметры модели Фроста [11]: MAI* — Na₂O K₂O CaO; ASI* — Al/(Ca 1,67P Na K; число Fe* — FeO/(FeO MgO).



1 — область распространения химических составов магматических горных пород и 2 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с «полями неопределенности» по работе [2]; нижняя граница: 3 — распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 4 — поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — область распространения субщелочных пород; границы: 6 — распространения кварца > 5%, 7 — разделения подгрупп; 8 — породы Широкинского рудно-россыпного узла; 9 — щелочной полевошпатовый сиенит Сарданинского рудного поля Кыллахской зоны [7].

Расчет нормативного состава пород (см. табл. 3) предполагает, что породы в основном сложены микроклинном и кварцем. Альбитовый минал представлен незначительно, а анортитовый — практически отсутствует. В породах в заметных количествах присутствуют миналы гиперстена и корунда. Минал гиперстена указывает на наличие темноцветных минералов, содержащих воду и фтор, так как в породе отмечается хорошая положительная корреляция между содержанием MgO и H_2O ($r, 0,88$) и MgO и F ($r, 0,96$). Содержание корундового минала обусловлено интенсивностью процесса вторичной серицитизации пород.

Нижний возрастной предел формирования пород определяется по локализации тела среди алевритистых доломитов кулонской свиты среднего ордовика, что характеризует их как после средне-ордовикские. Известные определения К-Аг возраста сиенитов правоядомского комплекса в пределах Сетте-Дабана датируют эти породы в интервале 186—128 млн. лет.

2. Среднестатистические параметры сиенитовых пород Широкинского рудно-россыпного узла

Компоненты	x	S	V, %	a
SiO ₂	61,50	3,240	5,27	25,46
K ₂ O	12,16	2,433	20,00	22,06
MgO	1,598	1,464	91,56	17,11
CaO	1,29	1,046	80,90	14,46
CO ₂	0,88	1,023	116,59	14,30
Al ₂ O ₃	17,52	0,932	5,32	13,65
H ₂ O	0,98	0,93	96,42	13,64
Fe ₂ O ₃	1,508	0,802	53,15	12,66
F	0,342	0,321	94,02	8,016
S	0,237	0,177	74,80	5,95
Na ₂ O	0,163	0,071	43,58	3,77
P ₂ O ₅	0,092	0,053	58,21	3,27
FeO	0,518	0,034	6,50	2,60

Примечание. x — среднее значение содержания компонента; S — стандартное отклонение; V — коэффициент вариации содержания компонента; a — постоянная изовариационной кривой гиперболического типа на диаграмме в координатах V и X [7].

[10]. Массивы щелочных пород с карбонатитами Горноозерского комплекса формировались в среднем палеозое [1]. Изученные авторами породы в связи с их изменением при динамометаморфизме и вторичным преобразованием трудно сопоставляются и с теми, и с другими. Для пород Широкинского рудно-россыпного узла были проведены Rb-Sr изотопные исследования с целью определения изотопного состава стронция и вероятного возраста пород. Результаты приведены в табл. 4.

Анализ Rb-Sr изотопной систематики пород показывает, что они характеризуются относительно умеренным содержанием рубидия 93,84 27,76 ppm и очень низким содержанием стронция 9,93 6,97 ppm, что в свою очередь определяет достаточно высокие значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 37,3501 21,819. Сильная дисперсия величины этого отношения обуславливает существенные вариации измеренных изотопных отношений стронция и позволяет определить возраст пород по изохронной модели (рис. 2). Rb-Sr изохронный возраст сиенитов равен 151 3 млн.лет. Полученный по изохроне первичный изотопный состав стронциевых сиенитов 0,7133 0,0019 является достаточно радиогенным, а рассчитанные значения первичных изотопных отношений элемента в породах не достаточно однородными и изменяются от 0,7108 до 0,7155 (см. табл. 4). Эти величины в целом выше, чем во вмещающих их карбонатных осадочных породах среднего ордовика (0,7097 0,0004) и карбонатах

жильного материала в гидротермальных зонах среди вмещающих пород (0,7092—0,7104) и отвечают коровому источнику пород. Модельные параметры Rb-Sr систем показывают, что вероятным протолитом сиенитов могли быть нижнепротерозойские 2471 371 млн.лет коровые породы.

Rb-Sr датировка пород, учитывая наложенный на них процесс динамометаморфизма, характеризует время этого тектонического события. Она совпадает с полученной ранее Ar-Ar датой новообразованного мусковита из рассланцованных мраморизованных пород нижнего ордовика 151 1 млн.лет [5], характеризующих центральную часть зоны дислокационного метаморфизма хлорит-биотитовой субфации зеленых сланцев в пределах Широкинского рудно-россыпного узла. Несомненно, эта датировка определяет время конкретного геологического события, но требует уточнения, являются ли сиениты синтектоническими или более ранними образованиями.

Таким образом, можно констатировать следующее:

1. В пределах Широкинского рудно-россыпного узла найдены ультракалиевые породы (K₂O до 15,03%).

2. По Rb-Sr изотопным исследованиям изохронный возраст ультракалиевых пород 151 3 млн.лет.

3. По химическому составу ультракалиевые породы соотносятся с мезозойскими щелочными (K₂O до 11,67%) полевошпатовыми сиенитами, описанными В.И.Старниковым [7] в пределах Сарданинского рудного поля Кыллахской металлогенической зоны, что дает возможность отнести описанные породы к ультракалиевым сиенитам.

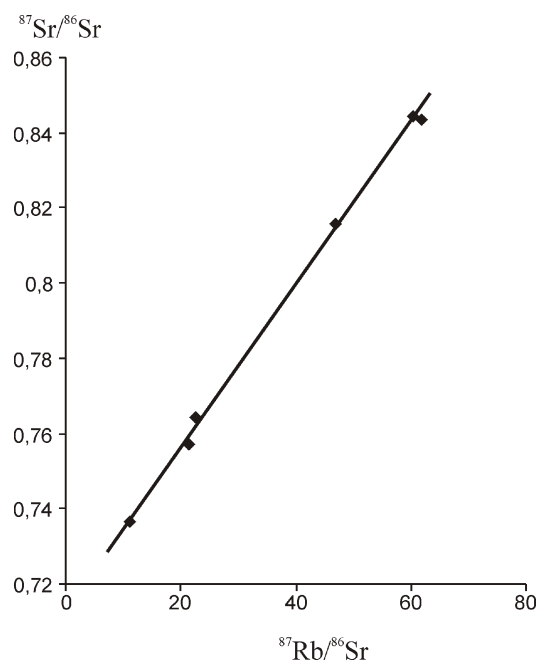


Рис. 2. Изохронная модель $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для ультракалиевых сиенитов Широкинского рудно-россыпного узла

3. Нормативный минералогический состав пород (CIPW), в %

Минерал	67-АН-02	67а-АН-02	68-АН-02	70-АН-02	443-К-96
Кварц	8,488	7,249	4,460	11,773	30,570
Микроклин	69,380	69,321	88,823	75,171	46,864
Альбит	1,44	1,35	1,86	0,85	0,59
Анортит	0	0	0	2,12	0
Корунд	3,30	5,46	0,59	2,89	8,16
Гиперстен	4,93	8,97	0,9	2,02	7,22
Магнетит	0	0	0,77	0	0
Ильменит	0,04	0,70	0,285	1,02	0,225
Гематит	2,58	1,36	0	1,2	1,01
Рутил	0,47	0,08	0	0,09	0,56
Апатит	0,33	0,36	0,07	0,28	0,07
Пирит	0,79	0,28	0,06	0,11	0,67
Кальцит	4,49	0	1,49	0,59	0
Сумма	97,20	96,22	99,42	98,14	96,56

4. Результаты Rb-Sr изотопного анализа сиенитов

Пробы	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	I ₁₅₁
67-АН-02	30,7660	1,4238	21,3600	0,7573	0,7114
67а-АН-02	39,8120	0,8376	46,9840	0,8158	0,7147
68-АН-02	23,3500	2,0835	11,0780	0,7364	0,7126
70-АН-02	16,6810	0,7229	22,5910	0,7641	0,7155
71-АН-02	24,3940	0,3906	61,7350	0,8436	0,7108
443-К-96	24,6230	0,4033	60,3530	0,8444	0,7146

Примечание. Rb-Sr изохронный возраст 151 ± 3 млн.лет; I₀ 0,7133 ± 0,0019.

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

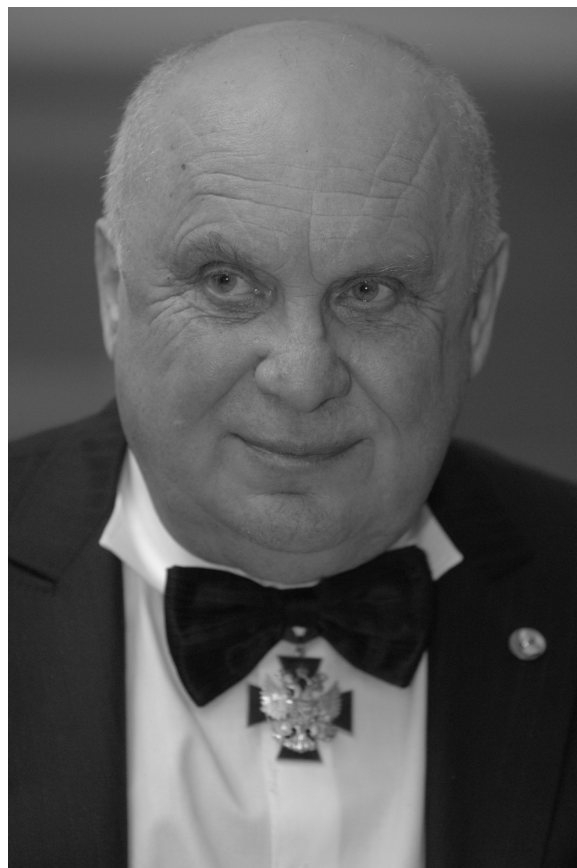
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинария // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9—11.
4. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // ДАН СССР. 1974. Т. 219. № 3. С. 689—692.
5. Прокопьев А.В., Торо Х., Бахарев А.Г. и др. Среднепалеозойско-мезозойская эволюция сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна по новым геохимическим и геохронологическим данным // Мат-лы XXXVII тектонического совещ. Т. 2. — Новосибирск, 2004. С. 83—86.
6. Сагир А.В., Дорофеева Р.И., Круковский П.Ю. и др. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 34—43.
7. Старников А.И. Магматические образования и стратиформное свинцово-цинковое оруденение Сарданинского района // Стратиформное оруденение Якутии. — Якутск: Якутский филиал СО РАН СССР, 1986. С. 53—62.
8. Царовский И.Д. Применение изовариационных диаграмм для разграничения метасоматических и изверженных пород // Геохимия. 1963. № 4. С. 425—433.
9. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонаты Якутии (вещественный состав, минералогия). — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991.
10. Ян-жун-шун В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.
11. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. Pp. 2033—2048.

75-летие Юрия Николаевича Малышева

Юрию Николаевичу Малышеву — ведущему организатору в области горного дела и отечественной горной науки, видному ученому, академику Российской академии наук, президенту Академии горных наук, профессору, доктору технических наук исполнилось 75 лет. Юрий Николаевич Малышев родился 1 сентября 1939 г. в г.Воронеж. Начиная с 1956 г. прошел все ступени большого трудового пути — от подкатчика шахты треста «Прокопьевскуголь» до президента ОАО «Росуголь». После окончания в 1963 г. Кемеровского горного института работал на инженерных, а затем на руководящих должностях ПО «Южкузбассуголь», став в 1985 г. генеральным директором этого объединения. В 1989 г. коллектив Института горного дела имени А.А.Скочинского на основе всесоюзного конкурса избрал Юрия Николаевича директором института, где он проработал до 1993 г., при этом с 1992 г. являясь председателем Комитета по угольной промышленности Министерства топлива и энергетики Российской Федерации. В 1993 г. Ю.Н.Малышев назначен генеральным директором Государственного предприятия «Российская угольная компания» («Росуголь»), а в 1997 г., после преобразования компании в акционерное общество, стал ее президентом и возглавил созданную Академию горных наук. С 1997 г. Юрий Николаевич руководил Союзом промышленников и предпринимателей угольной отрасли, а с 1999 по 2013 гг. был президентом НП «Горнопромышленники России». В настоящее время Ю.Н.Малышев — его Почетный президент.

Оставаясь в течение многих лет признанным лидером российского горного сообщества, Юрий Николаевич оказывает большую помощь и содействие в повышении эффективности развития минерально-сырьевого сектора экономики страны государственными органам и горному бизнесу. Только за последние 15 лет под руководством и при непосредственном участии Ю.Н.Малышева подготовлен и внесен в высшие органы законодательной и исполнительной власти страны ряд конкретных рекомендаций и предложений. Большинство из них были позитивно восприняты властными структурами и нашли отражение в соответствующих решениях. В частности, им обоснована новая концепция формирования топливно-энергетического баланса страны с учетом существенного увеличения в нем доли угля, положения которой были использованы при разработке утвержденной Правительством Российской Федерации «Генеральной схемы размещения объектов электроэнергетики до 2030 года». Ю.Н.Малышев подготовил научные основы развития экологически чистой угольной энергетики, предложил новые виды угольного топлива (водоугольная суспензия и суперчистое углеродное топливо) и технологии сжигания угля.



Юрий Николаевич внес заметный вклад в совершенствование горного законодательства. Подготовленный под его руководством пакет предложений к проекту закона «О недрах» в 2005 г. был рассмотрен на Всероссийском съезде горнопромышленников и принят Правительством Российской Федерации. Многие предложения одобрены в законодательном порядке. При его непосредственном участии подготовлены и внесены в Государственную думу Российской Федерации конкретные предложения по совершенствованию налоговой системы на основе рационального использования горной ренты, а также законов «Об объединении работодателей», «Трудового кодекса» и других нормативно-правовых актов.

Ю.Н.Малышев ведет большую организационную работу, являясь заместителем председателя Международного организационного комитета Всемирного горного конгресса (МОК ВГК), членом Международного комитета по научным исследованиям в угольной промышленности.

Юрий Николаевич — автор 160 научных работ, 50 патентов и изобретений. Выдающиеся заслуги и достижения Ю.Н.Малышева получили высокую оценку: он награжден орденами Почета, «За заслуги перед Отечеством» III степени, «За доблестный шахтерский труд», знаком «Шахтерская слава» трех степеней, золотым знаком «Горняк России», международ-

ной медалью Всемирного конгресса имени Крупинского, золотой медалью Дизеля (ФРГ), Командорским крестом ордена «За заслуги перед Польской республикой», многими наградами общественных организаций. Ю.Н.Малышев — лауреат премии Совета министров СССР (1984), премии Ленинского комсомола (1990), Государственной премии Российской Федерации (1993), премии Правительства Российской Федерации (2001), а также удостоен звания «Почетный шахтер».

В 2010 г. Ю.Н.Малышев возглавил Государственный геологический музей имени В.И.Вернадского РАН, став инициатором активного развития старейшего академического музея Москвы как современного научного, информационного, просветительского, образовательного и культурного центра, объединяющего деятельность научных учреждений и производственных предприятий, стремление и интерес детей, молодежи, широкого круга населения к горно-геологическим знаниям, экологии, наукам о Земле в целом.

Масштабные задачи требовали кардинальных изменений в системе работы музея и значительных финансовых вложений. Сложнейшая реконструкция здания, изменение кадровой структуры и длительная работа с коллективом, техническое оснащение, развитие новых для музея видов деятельности, вывод из забвения уникальных коллекций — это лишь малая часть того, что было сделано. Нельзя не отметить, что масштабные изменения стали возможны благодаря, в первую очередь, финансовой поддержке друзей и коллег Юрия Николаевича по прошлой деятельности.

Сегодня можно сказать, что открыта новая страница в истории Государственного геологического музея имени В.И.Вернадского РАН: музей активно участвует в реализации современных научно-исследовательских проектов, просветительских, образовательных, различных социальных и культурных программ, на его базе работают Центр развития детей и молоде-

жи «Демидовская кафедра», учебная имитационная шахта «Академическая», активно развивается сотрудничество с регионами России и зарубежными странами, открыт современный информационный центр для работы с электронными ресурсами в области геологии, недропользования, экологии «Инфотека ГГМ РАН». Ведется активная работа по реконструкции музейных экспозиций с использованием современных технологий. На базе музея проводятся научные конференции, семинары, ведутся системные занятия для школьников, тематические экскурсии и практические занятия, в том числе с использованием современных коммуникационных технологий, организуются учебные геологические поездки, проводятся специализированные праздники, детские профориентационные конкурсы, квесты, форумы, различные выставки, музыкальные вечера, спектакли и многое другое.

Все это является реальным воплощением замысла Юрия Николаевича Малышева и возглавляемого им коллектива — объединить на базе музея современную науку, геологическую историю, образование и культуру для эффективного взаимодействия ученых, преподавателей и специалистов производственных компаний, для просвещения детей, молодежи и всех тех, кому интересны геология, экология, мир человека и планета Земля. Еще многое необходимо сделать, но уже с уверенностью можно сказать, что возглавляемый Юрием Николаевичем Малышевым Геологический музей вступил в новый этап своего развития.

От души поздравляем Юрия Николаевича с юбилеем, желаем ему новых творческих успехов, огромного человеческого счастья, крепкого здоровья, благополучия, удачи во всех делах и начинаниях!

*Коллектив Государственного геологического музея
имени В.И.Вернадского РАН
Академия горных наук
Редколлегия и редакция журнала*

