

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ РИФЕЙСКИХ\*  
КУЛИНДИНСКОЙ И ОНОНСКОЙ СВИТ МЕЖДУРЕЧЬЯ ОНОНА И АГИ  
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

*А.Н. Булгатов, В.С. Климук*

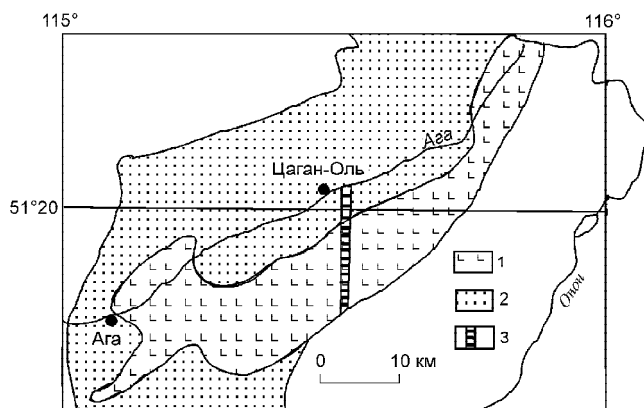
*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

В статье охарактеризованы строение и состав рифейских кулиндинской и ононской свит между речья Онона и Аги (левого притока Онона), впервые приведен химический состав базальтов и восстановлены фациальные условия их образования. Сделан вывод о том, что осадочные породы кулиндинской и ононской свит образовались в гемипелагической котловинной обстановке, скорее всего, окраинного морского бассейна. Опускание котловины и спрединг ее дна сопровождались излиянием низкремнистых, высокотитанистых, высокофосфатных обогащенных базальтов. По фациальным и геодинамическим условиям седиментации и составу базальтов описываемые свиты обнаруживают сходство с образованиями котловин Цусима Японского моря и Дайто Филиппинского моря, себучарской свитой ( $D_3-P_1$ ) Даубихинско-Ариадненского окраинного бассейна Сихотэ-Алиня. Исходным субстратом расплавов этих базальтов являлась недеплетированная мантия.

**Ключевые слова:** рифей, фации, гемипелагиты, высокотитанистые базальты, недеплетированная мантия, окраинный бассейн, Восточное Забайкалье.

**ВВЕДЕНИЕ**

В Восточном Забайкалье условно рифейские стратифицированные образования сохранились фрагментарно [1]. Они расчленены на согласные между собой кулиндинскую и ононскую свиты [2]. Довольно значительное по площади поле распространения пород кулиндинской и ононской свит выделено на водоразделе рек Онон и Ага (рис. 1). В предлагаемой статье общая их характеристика дается по [10, 12], а характеристика по профильному геологическому плану, составленному в масштабе 1:25 000, приводится по результатам наших исследований. Геологический профиль пересекает вкрест простирания выходы пород кулиндинской свиты шириной 12 км, ононской свиты – 4,5 км. В результате проведенных исследований представилась возможность дать более детальное описание строения и состава изученных свит, впервые охарактеризовать метабазаальты по геохимическому составу, а также впервые восстановить фациальные условия образования пород кулиндинской и ононской свит.



**Рис. 1.** Схема распространения рифейских отложений в между речья Онона и Аги, по [1].

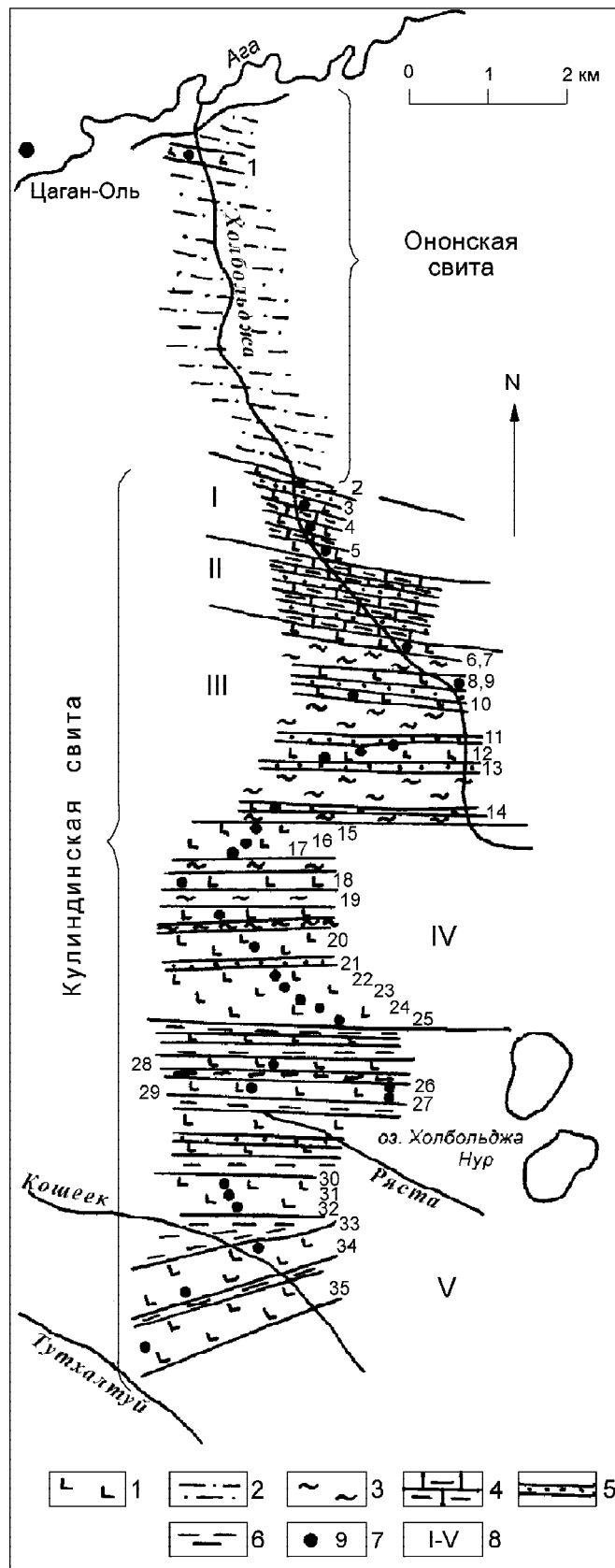
1 – отложения кулиндинской свиты; 2 – отложения ононской свиты; 3 – положение геологического профиля (рис. 2).

\*По последним данным, слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кулиндинской и ононской свит, в т.ч. содержащие бластотектониты, являются скорее среднепалеозойскими. (Примечание рецензента И.Г. Рутштейна и редколлегии журнала).

### РИФЕЙСКИЕ ТОЛЩИ МЕЖДУРЕЧЬЯ ОНОНА И АГИ

Кулиндинская свита в междуречье Онона и Аги представлена чередующимися метабазами и основными ортосланцами (мощностью 130–550 м), серыми и темно-серыми серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами (мощностью 80–450 м). Горизонты основных ортосланцев и метабазальтов прослеживаются по простиранию до 10 и более км. При микроскопическом изучении метабазальтов наблюдаются реликты вкрапленников интенсивно серицитизированного плагиоклаза и зернистые агрегаты эпидота, напоминающие микролиты. Ононская свита залегает на кулиндинской с постепенным переходом. Ее нижняя граница проведена там, где горизонты ортосланцев и метабазальтов становятся редкими. Свита сложена [10, 12] серыми и темно-серыми кварц-серицитовыми, серицит-кварцевыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, заключающими редкие горизонты основных ортосланцев (до 20 м), кристаллических известняков (до 80 м), микрокварцитов (до 50 м), метапесчаников (до 5 м), кремнистых сланцев (до 5 м), известково-серицит-хлоритовых сланцев (до 20–25 м). Горизонты основных ортосланцев и известняков прослеживаются по простиранию до 20 км. Структура парасланцев микролепидобластовая и бластоалевропелитовая. Их первичными породами являлись пелиты, алевропелиты и алевролиты.

Характеристика геологического профиля (рис. 2) приводится в направлении с севера на юг. На севере, в полосе шириной 4,5 км, обнажаются породы ононской свиты. Они представлены в основном сероцветными серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Часто наблюдается тонкое и параллельное чередование слоев, мощностью 0,5–2,0 мм, существенно кварцевых (содержание микрокварца до 60–80 %) и обогащенных хлоритом и серицитом на 80–90 %. Эти по-



**Рис. 2.** Геологический профиль кулиндинской и ононской свит (водораздел рр. Онон и Ага).

1 – метабазаляты и основные ортосланцы; 2–5 – породы серых тонов: 2 – серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, прослои кварц-серицит-углеродистых, биотит-кварцевых и хлорит-биотит-кварцевых сланцев; 3 – микрокварц-хлоритовые, микрокварц-биотит-хлоритовые и карбонат-микрокварц-хлоритовые сланцы, прослои серицит-кварцевых и кварц-карбонат-серицитовых сланцев; 4 – микрокварц-хлорит-карбонатные, карбонатно-хлоритовые, микрокварц-биотит-хлорит-карбонатные и карбонатно-микрокварц-хлоритовые сланцы; 5 – силициты; 6 – силициты, кремнистые и хлорит-кремнистые сланцы серых, сиреневых и бордовых тонов (в виде полос и пятен); 7 – номера проб метабазалятов и основных ортосланцев; 8 – подсыты кулиндинской свиты.

роды образовались, скорее всего, по кремнисто-глинистым осадкам. Сланцы серицит-кварцевого состава иногда имеют бластоалевропелитовую структуру. Первичной породой последних были алевропелиты. Сланцы свиты содержат редкие горизонты (мощностью до 10 м) кварц-серицит-углеродистых и хлорит-биотит-кварцевых сланцев, силицитов, а также единичные горизонты (до 30 м) основных ортосланцев.

Южнее по профилю обнажаются отложения кулиндинской свиты, расчлененные условно на подсвиты: I, II, III, IV, V, которые последовательно сменяют друг друга по мере движения на юг.

Породы кулиндинской и онойской свит падают в северных (340–20°) румбах под углами 20–80°. Скорее всего, они находятся в изоклинальном залегании. Однако не вызывает сомнения залегание подсвиты I в верхней части разреза, так как она контактирует с перекрывающей онойской свитой. Подсвита V предположительно является самой древней и самой глубоководной.

Подсвита I. Ширина выхода 1000 м. В подсвите наблюдается довольно частое чередование горизонтов (15–50 м) метабазальтов и основных ортосланцев, пачек (10–50 м) тонкого чередования хлорит-карбонатных и карбонатно-хлоритовых сланцев и горизонтов (10–40 м) силицитов и кремнистых сланцев. Разрез подсвиты венчает горизонт метабазальтов мощностью 250 м. Метабазальты иногда заключают прослойки силицитов и кремнистых сланцев.

Подсвита II. Ширина выхода 900 м. Эта подсвита представлена микрокварц-хлорит-карбонатными, карбонатно-хлоритовыми, микрокварц-биотит-хлорит-карбонатными, хлорит-карбонатными сланцами, которые часто переслаиваются и содержат горизонты (30–85 м) силицитов и кремнистых сланцев.

Подсвита III. Ширина выхода 2400 м. Она сложена в основном неслоистыми хлорит-кремнистыми сланцами, содержащими горизонты мощностью до 70 м метабазальтов и ортосланцев, горизонты (2–80 м) силицитов и кремнистых сланцев, редкие горизонты (до 30 м) микрослоистых серицит-кремнистых сланцев.

Подсвита IV. Ширина выхода 2600 м. В этой подсвите метабазальты и основные ортосланцы составляют примерно 75%. Их горизонты имеют мощность 50–350 м. Им подчинены неслоистые кремнисто-хлоритовые и хлорит-кремнистые сланцы, слагающие горизонты мощностью 35–120 м. Кроме того в подсвите наблюдаются горизонты силицитов мощностью 20–40 м. Последние и хлорит-кремнистые сланцы иногда также слагают маломощные (до 2 м) слои в метабазальтах и ортосланцах. В этой же подсвите редко наблюдаются линзы и прослойки неслоистых и слоистых силицитов и кремнистых сланцев,

окрашенных в бордовые, сиреневые, серовато-зеленые цвета.

Подсвита V. Ширина выхода 4600 м. Она характеризуется чередованием горизонтов (2–400 м) метабазальтов и основных ортосланцев и горизонтов (10–300 м) пестроокрашенных (в сиреневые, бордовые, зеленые и серые тона) силицитов, ленточных силицитов, кремнистых и хлорит-кремнистых сланцев.

Метабазальты и основные ортосланцы имеют лепидогранобластовую, фибробластовую и гранобластовую структуру. В метабазальтах нередко наблюдаются вкрапленники измененного плагиоклаза размером до 0,4 мм. Очертания их сохранились плохо, но в них устанавливаются двойниковые полосы. По плагиоклазам развиваются серицит и эпидот, иногда они содержат пойкилитовые включения эпидота, хлорита и актинолита. Основная масса метабазальтов и ортосланцев сложены вторичными минералами: актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом. Эти породы секутся прожилками кварц-карбонатного, серицит-альбит-кварцевого, серицит-кварцевого, кварц-хлоритового и кварц-эпидотового состава. Силициты – это раскристаллизованный кремнезем. Структура породы тонкозернистая. По результатам химического анализа 11 проб содержание в них  $\text{SiO}_2$  – 82–95 %,  $\text{TiO}_2$  – 0,05–0,27 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,17–6,94 %, суммы FeO – 1,30–3,60 %, MnO – 0,04–1,48 %, MgO – 0,67–1,24 %, CaO – 0,30–2,32 %, суммы  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,3–3,14 %.

#### ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУЛИНДИНСКОЙ И ОНОЙСКОЙ СВИТ

Признаками, отражающими фациальные условия накопления осадков, являются гранулометрия, текстура, цвет, геометрия пород и другие [9, 17].

По составу, гранулометрии и текстуре осадочные породы подсвиты V кулиндинской свиты относятся к глинисто-кремнистым и кремнистым однородным и слоистым отложениям. Они не содержат примесей терригенного материала, выносимого с континентальных блоков. Эти признаки указывают на то, что они образовались в глубоководных условиях. Пестроцветная их окраска характеризует условия, переходные от гемипелагических к пелагическим, так как бурая и серая окраска, по [9, 17], отражают соответственно окислительную (пелагическую) и восстановительную (гемипелагическую) среду диagenеза, возникающую непосредственно после захоронения осадков.

Отложения подсвит I–IV кулиндинской свиты являются, как отмечалось, сероцветными. Следовательно, при раннем диagenезе среда была восстановительной, что характерно для гемипелагических и

более мелководных осадков. По составу и гранулометрии их осадки являются в основном кремнистыми, глинисто-кремнистыми, карбонатно-глинисто-кремнистыми, в меньшей степени алевропелитовыми. По текстуре они относятся к осадкам гомогенным неслоистым и с тонкой и параллельной слоистостью ленточного типа. Первые образовались в результате оседания материала из толщи воды из нефелоидного слоя. Алевропелиты слоистые являются отложениями нижнего веера дистальных турбидитов. Образование осадков смешанного глинисто-кремнисто-карбонатного состава произошло выше уровня карбонатной компенсации, очевидно в условиях абиссальной равнины. Отмеченные особенности осадочных пород подсвит I-IV кулиндинской свиты позволяют допускать, что они образовались в результате гемипелагической седиментации и седиментации дистальных турбидитов, которые являются характерными признаками осадков гемипелагических областей [9, 17].

Отложения ононской свиты также сероцветные. Парасланцы преимущественно тонко- и параллельнослоистые ленточного типа. Первичными осадками являлись кремнистые и глинисто-кремнистые породы, алевропелиты, прослоенные иногда песками, известняками. Роль гемипелагического материала в этой свите была понижена по сравнению с осадками кулиндинской свиты, а поступление терригенного сиалического материала с континентального обрамления, наоборот, увеличилось. Алевропелиты с прослоями песков являются, скорее всего, отложениями нижнего веера подводно-веерной системы, в руслах которой отлагались пески, а в межрусловых пространствах и на равнинах, прилегающих к конусам выноса – гемипелагические глины и слоистые алевропелитовые турбидиты. Таким образом, отложения ононской свиты представляют собой гемипелагиты и тонкозернистые турбидиты, которые [9, 17] образуются также в гемипелагических условиях. Выдержанность по простиранию горизонтов метабазальтов и ортосланцев, силицитов и известняков [10, 12] свидетельствует о том, что отложения кулиндинской и ононской свит образовались на плоском дне глубоководной котловины. Ассоциация гемипелагических осадков и тонкозернистых турбидитов характерна для подножия и абиссальных равнин с глубинами 3000–4000 и более метров [9].

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ

Базальты подверглись изменению в условиях фации зеленых сланцев и характеризуются высокими значениями LOI. Поэтому при установлении их геохимической специфики использовались малоподвижные и неподвижные элементы, не зависящие от

степени преобразования пород: Ti, Fe, Mn, Mg, P, Cr, Zr, Nb, Y, P3Э.

Базальты кулиндинской и ононской свит близки по составу. Они низкокремнистые и высокофосфатные (табл. 1). Их концентрации в то же время варьируют. Содержание  $\text{SiO}_2$  в 5 анализах 40,60–42,50 %, в 22 – 43,28–45,84 %, в 11 – 46,30–48,78 %, в 1 – 51,80 %;  $\text{TiO}_2$  в 7 анализах 1,38–1,99 %, в 7 – 2,00–2,49 %, в 15 – 2,50–2,99 %, в 10 – 3,00–3,94 %;  $\text{P}_2\text{O}_5$  в 8 анализах 0,11–0,30 %, в 31 – 0,33–0,74 %. Концентрации  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  коррелируются между собой, а у кремнезема отсутствует корреляция с другими элементами. Содержание других окислов также варьирует:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 13,03 до 18,64 %; суммы железа от 9,54 до 16,40 %; MgO от 2,47 до 12,97 %; CaO от 3,90 до 10,68%;  $\text{Na}_2\text{O}$  от 1,19 до 6,48 %;  $\text{K}_2\text{O}$  от 0,1 до 3,19 %.  $\text{Na}_2\text{O}$  во всех анализах преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ . Заметим, что аномально высокие концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  установлены в двух анализах (2,99 и 3,19 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  – также в двух анализах (5,66 и 6,48 %) и они явно имеют вторичную природу. Содержание элементов группы железа также изменчиво: Cr 120–355 г/т в 33 анализах, 410–661 г/т – 6 анализах, Ni 39–97 г/т в 22 анализах и 101–193 г/т в 17 анализах. Концентрация Cr и Ni в определенной степени коррелируется. Очень колеблется (от 20 до 501 г/т) содержание ванадия. Широкие вариации содержания Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, P, Cr, Ni, V свидетельствуют, надо полагать, о дифференцированности базальтового расплава.

На дискриминантных диаграммах, построенных на основе окислов, фигуративные точки разбросаны, что подтверждает значительные вариации их содержания, вызванные дифференциацией материнской магмы. Тем не менее большинство фигуративных точек расположено в полях базальтов океанических островов (рис. 3а) или щелочных базальтов океанических островов (рис. 3в). На диаграммах, построенных с использованием Zr, Nb, Y, Ti, Cr, точки располагаются только в полях отмеченных базальтов (табл. 2, рис. 3 с, d, e). Спектр распределения REE в них более компактный и демонстрирует почти полное сходство рассматриваемых базальтов с базальтами океанических островов (рис. 3f).

Обобщая характеристику химического состава базальтов кулиндинской и ононской свит, можно отметить, что они существенно обогащены Ti, P, Zr, Nb, Y, REE, особенно LREE и по этим параметрам геохимически аномальны по сравнению с базальтами N-типа и E-типа COX, IAB, а при сравнении их с базальтами океанических островов обнаруживается больше сходства, чем различий, что вызвано близким составом источника магмы, которым являлась недеплементированная мантия. Этот вывод подтверждается Sm-Nd изотопными исследованиями базитов кулиндинской свиты, в которых отмечены невысокие положитель-

Таблица 1. Химический состав (масс. %) и содержание элементов группы железа (г/т) в базальтах кулиндинской и ононской свит.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	41,22	41,40	44,32	45,68	46,86	43,84	44,22	47,68	44,92	44,80
TiO <sub>2</sub>	3,72	1,86	2,60	2,41	1,38	2,80	2,77	1,70	2,63	3,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,55	18,64	15,84	14,49	13,86	14,36	15,62	16,96	17,69	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,19	6,67	6,06	10,23	7,17	6,32	6,51	3,72	5,85	13,18
FeO	5,55	6,91	6,22	4,58	6,66	6,73	6,04	7,82	4,48	2,82
MnO	0,18	0,22	0,16	0,19	0,17	0,16	0,20	0,18	0,14	0,15
MgO	4,80	7,30	5,29	4,42	6,70	8,24	9,20	5,28	6,65	3,76
CaO	8,19	8,38	7,02	9,20	10,40	8,29	7,02	5,25	8,90	4,80
Na <sub>2</sub> O	3,53	2,08	3,12	3,04	2,44	1,72	1,28	4,36	3,19	6,48
K <sub>2</sub> O	0,86	0,86	1,18	1,50	0,29	0,12	0,14	0,12	0,09	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,20	0,53	0,38	0,29	0,43	0,43	0,30	0,60	0,71
П.п.п.	3,52	5,59	7,27	3,73	4,06	6,65	6,73	6,23	4,46	3,42
Сумма	99,81	99,61	99,61	99,85	100,08	99,66	100,16	99,60	99,60	99,23
Ni			74	39	56	101	111	101	75	90
Co			25	25	27	26	27	43	34	60
Cr			151	191	174	158	151	288	204	200
V			159	245	355	110	138	20	32	230

Компо- ненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	44,32	44,90	43,94	44,50	42,50	42,26	47,88	45,10	47,70	40,60
TiO <sub>2</sub>	1,56	2,80	2,50	3,20	3,81	1,94	1,83	2,02	3,13	2,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,56	16,50	16,67	15,60	15,72	14,73	16,33	16,72	17,31	17,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,34	10,74	5,79	4,87	7,51	6,97	8,14	6,61	7,84	3,77
FeO	5,68	4,72	6,55	7,98	6,24	4,11	3,55	5,64	5,09	9,70
MnO	0,17	0,19	0,17	0,15	0,24	0,15	0,16	0,26	0,13	0,28
MgO	5,39	5,30	8,41	6,37	6,71	8,69	8,52	7,56	5,04	8,10
CaO	7,79	4,35	7,54	7,99	8,56	9,09	5,00	7,58	3,95	6,00
Na <sub>2</sub> O	3,78	5,66	2,45	4,07	2,32	2,56	2,70	1,19	4,00	3,33
K <sub>2</sub> O	0,26	0,15	0,21	0,15	0,27	0,19	0,54	0,12	1,05	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,46	0,36	0,55	0,59	0,30	0,19	0,21	0,64	0,57
П.п.п.	4,71	4,62	5,11	4,98	5,01	4,63	5,29	7,15	4,33	7,07
Сумма	99,67	100,39	99,70	100,41	99,48	99,62	100,13	100,16	100,21	100,08
Ni	167	160	67	140	53	140	193	140	67	130
Co	47	70	23	50	16	48	60	27	38	50
Cr	661	510	158	660	236	316	355	288	110	330
V	74	230	32	200	47	22	28	35	14	180

Компо- ненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	48,54	48,78	51,80	43,78	43,28	47,54	45,84	43,48	43,90	45,12
TiO <sub>2</sub>	2,46	2,34	2,47	2,00	2,59	2,70	2,92	3,06	3,09	3,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,21	15,09	15,80	13,03	16,12	14,96	15,69	15,40	16,10	16,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,76	6,92	3,48	5,53	8,23	7,47	7,48	8,38	9,36	6,57
FeO	5,39	6,37	7,98	6,28	4,29	5,46	5,31	4,84	4,63	4,33
MnO	0,23	0,23	0,14	0,23	0,20	0,15	0,18	0,21	0,17	0,25
MgO	5,45	5,45	4,61	12,97	7,41	5,07	5,43	8,24	5,70	7,21
CaO	7,98	6,96	3,90	7,15	9,85	7,15	10,00	8,16	7,20	9,12
Na <sub>2</sub> O	1,53	2,25	4,46	2,54	2,43	3,87	2,25	2,92	4,77	3,39
K <sub>2</sub> O	0,14	0,19	0,06	0,21	0,47	0,51	0,61	0,35	0,02	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,35	0,33	0,52	0,47	0,54	0,40	0,49	0,45	0,67
П.п.п.	4,56	4,67	5,25	5,38	4,91	4,23	4,21	4,26	4,31	4,06
Сумма	99,76	99,60	100,28	99,62	100,25	99,61	100,32	99,79	99,70	100,27
Ni	67	53	37	111	97	111	106	65	110	80
Co	43	27	30	38	36	41	39	33	60	42
Cr	120	150	230	254	224	234	457	120	280	234
V	501	269	260	76	251	200	190	234	230	115

Таблица 1. (Продолжение).

Компо- ненты	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	48,38	47,30	45,50	47,38	44,30	46,30	45,50	45,50	45,10
TiO <sub>2</sub>	3,27	2,57	2,96	3,09	1,89	2,54	2,62	2,45	2,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,14	15,84	17,58	16,16	15,73	14,80	14,30	15,10	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,18	5,07	11,95	8,67	6,38	2,51	2,76	3,29	3,49
FeO	1,31	7,24	2,22	4,62	4,69	7,29	8,15	7,64	9,95
MnO	0,09	0,17	0,13	0,15	0,20	0,17	0,12	0,12	0,13
MgO	2,47	7,70	2,50	3,51	8,58	6,89	8,44	6,79	5,74
CaO	5,47	5,18	6,75	7,30	10,68	10,20	9,49	10,20	7,45
Na <sub>2</sub> O	3,96	3,85	3,73	4,68	2,31	3,45	2,86	3,23	3,23
K <sub>2</sub> O	3,19	0,21	2,99	0,37	0,51	0,57	0,57	0,21	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,46	0,63	0,55	0,14	0,35	0,38	0,33	0,36
П.п.п.	2,74	4,66	3,13	3,15	4,56	4,51	5,20	4,74	5,60
Сумма	99,94	100,25	100,07	99,63	99,97	99,58	100,39	99,60	100,34
Ni	70	101	109	92	88	68	180	68	43
Co	46	56	47	44	35	50	70	50	40
Cr	138	251	275	224	355	410	590	460	230
V	110	132	316	190	151	210	210	210	210

Примечание. Анализы выполнены в Геологическом институте СО РАН. Петрогенные элементы, Cr, Ni, Co, V – атомно-абсорбционным и количественным спектральным методом (аналитики А. А. Цыренова, Г. И. Булдаева, В. А. Иванова, Н. Л. Гусева), Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb – рентген-флюоресцентным анализом на установке VRA-30 (аналитики Б. Ж. Жалсараев, Т. И. Казанцева), REE – химико-спектральным методом (аналитики Т. И. Казанцева и Л. В. Левантуева). Пробы отобраны при составлении геологического профиля (рис. 2): 1 – метабаазальты ононской свиты; 2–35 – метабаазальты кулиндинской свиты. Пробы отобраны на левобережье р. Ага, в 2-х км выше отделения № 3 совхоза Ононский; 36–39 – метабаазальты ононской свиты.

Таблица 2. Содержание редкоземельных и редких элементов (г/т) в базальтах кулиндинской и ононской свит.

Компо- нент	10	14	20	23	34	37	38	39
La	29	24	27	18	27	26	22	24
Ce	66	50	60	41	63	60	49	54
Pr	7,7	6,0	7,8	5,5	7,6	6,7	5,7	5,4
Nd	37	30	28	28	34	34	26	28
Sm	10	8,3	8,2	5,7	7,9	7,8	6,6	6,4
Eu	3,4	3,0	2,7	2,2	2,7	2,1	1,8	1,8
Gd	12	6,2	7,5	9,5	10	11	8,4	8,0
Tb	1,5	-	-	1,3	1,3	1,3	1,1	1,0
Dy	8,8	5,0	5,5	8,0	7,1	7,6	6,5	6,0
Ho	0,99	1,6	1,3	1,5	1,7	1,2	1,05	0,82
Er	4,0	2,0	2,3	5,0	3,2	3,2	3,0	2,7
Yb	3,8	2,8	3,3	5,8	2,8	2,9	2,3	1,9
Lu	0,62	0,34	0,34	0,74	0,43	0,30	0,28	0,24
La/Yb	7,6	8,6	8,2	3,1	9,6	9,0	9,6	12,6
Y	56	39	34	67	37	35	28	31
Rb	10	8	4	3	3	5	6	11
Sr	98	260	270	330	420	340	500	410
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	210	98	120
Zr	340	250	290	360	220	220	190	240
Nb	50	38	57	26	33	34	31	39

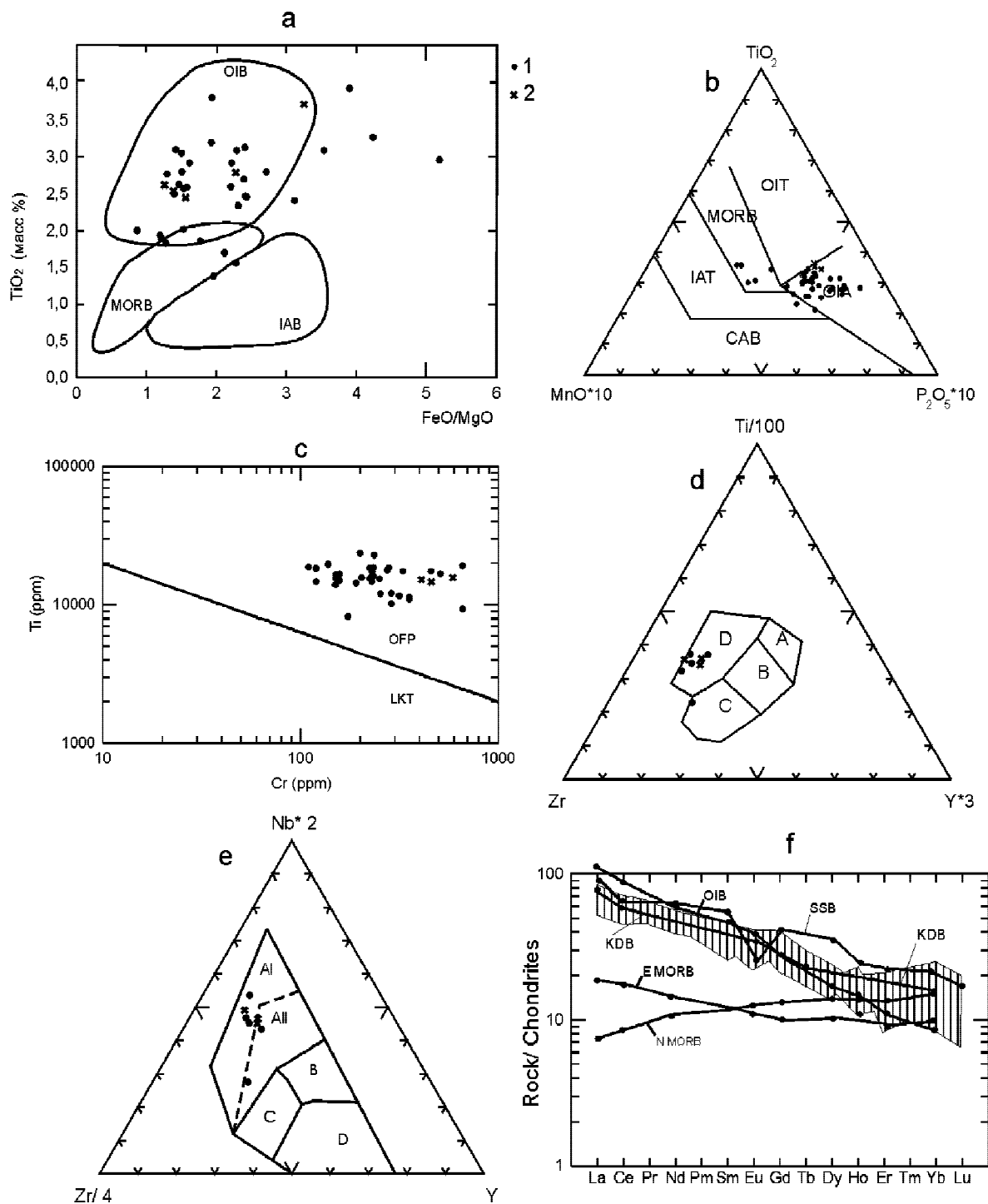
Примечание. Номера проб соответствуют таковым в табл. 1.

ные величины  $\epsilon_{Nd}$ , характерные для неистощенной и слабоистощенной мантии [5].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокотитанистые и высокофосфатные, обогащенные высокочargedными некогерентными элементами и LREE, с широкими вариациями содержаний петрогенных окислов и элементов группы железа базальты кулиндинской и ононской свит описываемого района по составу тяготеют к субщелочным базальтам океанических островов гавайского типа. При сравнении фациальных условий их образования устанавливается явное различие. Гавайские острова представляют собой крупное поднятие [3, 9]. Ширина его по изобате 4000 м около 100 км, относительная высота над цоколем до 8 км. Базальты его ассоциируют со склоновыми фациями: конгломератами, брекчиями, песчаниками, галечниками, песками, а также с пирокластами.

По фациальным особенностям образования кулиндинской и ононской свит обнаруживают большее сходство с осадками глубоководных котловин Японского моря, где они представлены [8, 9, 18] гемипелагитами (пелитовыми, кремнисто-пелитовыми, кремнистыми текстурнооднородными илами, дистальными алевро-пелитовыми ритмично-слоисты-



**Рис. 3.** Дискриминантные диаграммы  $TiO_2 - FeO/MgO$  (a),  $MnO \times 10 - TiO_2 - P_2O_5 \times 10$  (b),  $Ti - Cr$  (c),  $Zr - Ti/100 - Y \times 3$  (d),  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$  (e) и распределение REE (f).

1 – базальты кулиндинской свиты; 2 – базальты ононской свиты.

Поля составов базальтов: а) OIB – океанических островов, MORB – срединно-океанических хребтов, IAB – островных дуг, по [19]; б) OIT – толеитовые океанических островов, OIA – щелочные океанических островов, MORB – срединно-океанических хребтов, IAT – толеитовые островных дуг, CAB – известково-щелочные островных дуг, по [21]; в) OFB – океанического дна, LKT – низкокальциевые толеиты, по [22]; д) А – толеитовые островных дуг, В – срединно-океанических хребтов, С – известково-щелочные островных дуг, D – внутриплитные океанические, по [23]; е) AI – внутриплитные океанические щелочные, AII – внутриплитные океанические толеитовые, В – P-типа COX, С – островодужные толеитовые; D – N-типа COX, по [20]; ф) Распределение REE, нормализованных к обыкновенному хондриту в базальтах кулиндинской и ононской свит (заштриховано). Спектр распределения REE в базальтах OIB (океанических островов), E MORB (обогащенных базальтов COX), N MORB (нормальных базальтов COX) – по [24], SSB – базальтах себучарской свиты Сихотэ-Алиня, по [7], KDB – базальтах котловины Дайто Филиппинского моря, по [15].

ми турбидитами), окрашенными в сероцветные восстановленные тона. На абиссальных равнинах центральных их частей установлены полосчатые (чередование серых и буро-коричневых тонов) пелитовые илы, которые являются индикатором фаций, приближающихся к пелагическим.

Вулканические породы котловин Центральная и Хонсю представлены известково-щелочной и субщелочной сериями, Цусимской котловины – субщелочными и щелочными базальтами, дифференцированными до трахитов и гавайитов [11, 13–15, 18]. Базальты котловины Цусима [14, 18] недосыщены кремнеземом, с высокой концентрацией титана, фосфора и циркония, но с широкими вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$  (42,39–51,40 %),  $\text{TiO}_2$  (1,80–3,42 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13,79–19,62 %),  $\text{MgO}$  (2,71–11,36 %), суммы  $\text{FeO}$  (8,93–11,42 %),  $\text{CaO}$  (4,20–10,87 %),  $\text{Ni}$  (11–210 г/т),  $\text{Cr}$  (23–390 г/т),  $\text{V}$  (70–260 г/т),  $\text{Zr}$  (160–500 г/т). По этим характеристикам они обладают сходством с базальтами кулиндинской и ононской свит. К этому добавим, что базальты котловины Цусима, Гавайских островов и континентальных рифтов считаются близкими по составу [11, 13–15, 18], хотя по фаціальным и геодинамическим условиям образования они не сопоставимы.

Возраст базальтов Цусимской котловины 18,0–3,5 Ма (средний миоцен – плиоцен). В это время в ней отлагались гемипелагические осадки. Эта котловина с субокеанической корой, лишенной гранитного слоя. Мощность коры до 20 км. В котловине установлен высокий тепловой поток и подъем геоизотерм. Это явилось основанием для предположения о наличии под ней разогретого мантийного диапира. Подъем последнего привел к разрушению и растяжению континентальной коры, образованию котловины с субокеанической корой и проявлению базальтового магматизма. Для базальтов Японского моря были сделаны оценки Р-Т параметров генерации базальтовых магм. Для базальтов котловины Цусима исходный магматический резервуар располагался на глубине 81–110 км (в пределах недеплетированной мантии), котловины Центральная и Хонсю – 45–63 км (в пределах истощенного слоя мантии) [14]. Это соответствует составу магматических пород. Смена источников определяется вовлечением разноглубинных слоев в процесс магмагенерации, а углубление магмагенерации связывается с остыванием литосферы и более интенсивной ее деструкцией [14].

Другой структурой, базальты которой по составу обнаруживают сходство с базальтами кулиндинской и ононской свит Восточного Забайкалья, является котловина Дайто Филиппинского моря. Средний (по 9 анализам) состав (в %) базальтов этой котловины [15]:  $\text{SiO}_2=45,9$ ;  $\text{TiO}_2=3,87$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=13,60$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,5$ ;  $\text{FeO}=9,16$ ;  $\text{MnO}=0,24$ ;  $\text{MgO}=6,33$ ;  $\text{CaO}=11,22$ ;

$\text{Na}_2\text{O}=3,05$ ;  $\text{K}_2\text{O}=1,63$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5=0,12-0,63$ , т.е. они также недонасыщены кремнеземом, обогащены титаном и фосфором. Содержание в них REE, особенно LREE высокое и имеет близкий спектр распределения редкоземельных элементов (рис. 3f) с базальтами описываемого района.

В складчатой области с кулиндинской и ононской свитами по фаціальным условиям образования осадков и составу базальтов сопоставима себучарская свита позднего девона – ранней перми Калиновской офиолитовой пластины [16] или Уланхинской офиолитовой зоны Сихотэ-Алиня [7], где на меланократовом базит-ультрабазитовом фундаменте залегают базальты с прослоями гиалокластитов и эдафогенных осадков, перекрытых кремнями. Базальты [7] характеризуются высокой концентрацией титана (1,82–3,43 %), циркония (180–368 г/т), ниобия (25–47 г/т), REE, в частности лантаноидов цериевой группы. Эти данные и диаграмма распределения REE (рис. 3f) демонстрируют почти полное сходство базальтов себучарской свиты Сихотэ-Алиня, кулиндинской и ононской свит Восточного Забайкалья. Кремнисто-базальтовая толща себучарской свиты образовалась в зоне спрединга Даубихинско-Ариадненского окраинного морского бассейна [7, 16].

Одной из главных геохимических особенностей базальтов кулиндинской и ононской свит Восточного Забайкалья, котловины Цусима Японского моря, котловины Дайто Филиппинского моря и себучарской свиты Сихотэ-Алиня является высокая концентрация титана. Это явление связывают [13–15] с составом мантийных субстратов. Аналогичного мнения придерживаются и другие исследователи [4, 6], которые подчеркивают, что содержание титана и фосфора в расплаве меняется пропорционально давлению, т.е. количество титана увеличивается с глубиной. Исходным субстратом высокотитанистых, высокофосфатных и обогащенных базальтовых расплавов считается недеплетированная мантия ильменит-гранат-лерцолитового и ильменит-гранат-вебстеритового состава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочно-базальтовые толщи кулиндинской и ононской свит образовались в котловинной гемипелагической фаціальном обстановке скорее всего окраинного морского бассейна. Такое же предположение было высказано ранее [5]. Опускание котловины и спрединг ее дна сопровождалось излиянием низкокремнистых, высокотитанистых, высокофосфатных обогащенных базальтов. По фаціальным и геодинамическим условиям седиментогенеза и составу базальтов исследуемые толщи обнаруживают сходство с образованиями котловины Цусима Японского моря, себучарской свиты ( $D_3-P_1$ ) Даубихинско-Ари-



адненского окраинного морского бассейна Сихотэ-Алиня. Исходным субстратом базальтовых расплавов являлась недеплетированная мантия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анашкина К. К., Бутин К. С., Еникеев Ф. И. и др. Геологическая карта Читинской области. 1 : 500 000. М.: НИИ Зарубежгеология, 1992.
2. Анашкина К. К., Бутин К. С., Еникеев Ф. И. и др. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000. Чита: Ком. по геологии и использованию недр Чит. обл., 1997. 239 с.
3. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч. I. Тихоокеанская мегавпадина. Владивосток: Дальнаука, 1992. 176 с.
4. Грачев И. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 284 с.
5. Коваленко В. И., Ярмолук В. В., Ковач В. П. и др. Коробразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
6. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Фосфор в процессах плавления мантии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1192–1194
7. Левашов Г. Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
8. Лихт Ф. Р., Астахов А. С., Бацул А. И. и др. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.
9. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
10. Сосницкий О. В., Шишов А. И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист М-50-VIII. Объясн. зап. М.: Недра, 1966. 68 с.
11. Съедин В. Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 30–38.
12. Тулохонов М. И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист М-50-II. Объясн. зап. М.: Недра, 1962. 71 с.
13. Фролова Т. И., Коновалов Ю. И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. № 2. С. 54–73.
14. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
15. Фролова Т. И. Магматизм и происхождение окраинных морей // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 5. С. 13–29.
16. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
17. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Гречин В. И. и др. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с.
18. *Geology and Geophysics of the Japan Sea* / Ed. by N. Isezaki, I. I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokyo: Terrapub., 1996. 486 p.
19. Glassley W. Geochemistry and tectonics of the Grescent volcanic rocks, Olympic Peninsula // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. P. 785–794.
20. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56, № 3/4. P. 207–218.
21. Mullen E. D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62, № 1. P. 53–62.
22. Pearce J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus // *Tectonophysics.* 1975. V. 25, № 1/2. P. 41–67.
23. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 757–775.
24. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–346.

Поступила в редакцию 25 января 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

*A.N. Bulgatov, V.S. Klimuk*

### **Facial formation conditions and basalts composition of the Riphean Kulinda and Onon suites of the interfluvium of the Onon and Aga Rivers (Eastern Transbaikalia)**

Structure and composition of the Riphean Kulinda and Onon suites of the interfluvium of the Onon and Aga Rivers (the left tributary of the Onon River) are characterized. The chemical composition of the basalts was made for the first time, and facial conditions of their formation were reconstructed. It was concluded that sedimentary rocks of the Kulinda and Onon suites were formed in a hemipelagic basin, evidently of the marginal sea basin. Subsidence of the basin and spreading of its bottom were accompanied by the outflow of low-siliceous, high-titanic and high-phosphatic enriched basalts. Facial and geodynamic conditions of sedimentation and basalt composition show that they are similar to the Tsushima basin, the Sea of Japan, and the Daito basin, the Philippine Sea, as well as to the Sebuchar suite (D<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) of the Daubikhin-Ariaden marginal basin of the Sikhote-Alin. The non-depleted mantle was the initial substratum of the basalt melts.