

## ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В БАЗАЛЬТАХ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (*Восточная Камчатка*): ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

Д.П. Савельев<sup>1</sup>, С.В. Палесский<sup>2</sup>, М.В. Портнягин<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>3</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

<sup>4</sup>GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Kiel, Germany

В базальтах различных геохимических типов из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием были определены концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ — Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) и рения. Суммарные содержания ЭПГ в различных базальтах близки (1.4—3.6 мг/т), но соотношения между элементами значительно варьируют. Характерной чертой изученных пород является невысокая степень фракционирования ЭПГ ( $Pd/Ir = 0.9—6.6$ ,  $Pt/Pd = 1.0—7.3$ ), что сближает их с толеитовыми базальтами и пикритами Гавайских островов. Наиболее дифференцированным является спектр щелочного базальта ( $Pd/Ir = 6.6$ ), наименее дифференцированным — спектр базальта типа E-MORB ( $Pd/Ir = 1.7$ ). Близость спектров ЭПГ в базальтах различных геохимических типов может свидетельствовать о сходстве мантийных источников. Предложена модель, объясняющая геохимические особенности базальтов офиолитового комплекса Камчатского Мыса примесью материала земного ядра в плюмовом источнике. Для идентификации обогащенных (плюмовых) базальтов по содержанию платиноидов предложены дискриминационные диаграммы  $Ir/Pd—Ru/Pd$  и  $Pd/10—Ir—Ru$ .

*Базальты, элементы платиновой группы, мантийный плюм, земное ядро, Восточная Камчатка.*

## THE SOURCE OF PLATINUM GROUP ELEMENTS IN BASALTS OF THE OPHIOLITE COMPLEX OF THE KAMCHATSKY MYS PENINSULA (*Eastern Kamchatka*)

D.P. Savelyev, S.V. Palesskii, and M.V. Portnyagin

Contents of platinum group elements (PGE — Os, Ir, Ru, Rh, Pt, and Pd) and rhenium in basalts of different geochemical types from the ophiolite complex of the Kamchatsky Mys Peninsula have been determined by the isotope dilution–mass spectrometry method. The total contents of PGE in different basalts are commensurate (1.4—3.6 ppb), but the element ratios vary considerably. A specific feature of the rocks is the low degree of PGE fractionation ( $Pd/Ir = 0.9—6.6$ ,  $Pt/Pd = 1.0—7.3$ ), which makes them similar to the Hawaiian tholeiitic basalts and picrites. The most fractionated PGE pattern is observed for alkali basalt ( $Pd/Ir = 6.6$ ), and the least fractionated one, for E-MORB ( $Pd/Ir = 1.7$ ). The similarity of the PGE patterns of basalts of different geochemical types suggests their similar mantle sources. We propose a model explaining the geochemical features of the basalts of the Kamchatsky Mys ophiolite complex by an impurity of the Earth's core material in the plume source. The  $Ir/Pd—Ru/Pd$  and  $Pd/10—Ir—Ru$  discrimination diagrams can be used to identify enriched (plume) basalts based on their PGE content.

*Basalts, PGE, mantle plume, Earth's core, Eastern Kamchatka*

### ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия элементы платиновой группы активно используются для построения петрологических моделей и для идентификации источников вещества магматических комплексов. В связи с огромным прогрессом в аналитических методах и накоплением в последнее десятилетие большого количества новых данных по разным геологическим объектам, некоторые ведущие журналы посвятили целые тематические выпуски геохимии высокосидерофильных элементов (ЭПГ + Re + Au) с подробными обзорами и статьями по отдельным проблемам [Brenan, 2008; Mungall, Naldrett, 2008; Palme, 2008; Day, 2013; Aulbach et al., 2016; Barnes, Ripley, 2016; Lorand, Luguet, 2016]. Интересными объектами для таких исследований являются проявления плюмового магматизма, поскольку некоторые мантийные плюмы зарождаются на границе ядра и мантии и могут поднимать к поверхности материал земного ядра, обогащенный ЭПГ. По некоторым моделям, при зарождении плюма на этой границе его

вещество может включать до 6 % материала внешнего ядра [Boehler et al., 1995]. Основным инструментом для идентификации материала ядра в продуктах магматизма служат изотопы Os. Например, данные по изотопии Os в гавайских пикритах позволяют рассчитать, что в источнике присутствует 0.5—1.0 % материала внешнего ядра [Brandon et al., 1998]. Благодаря прогрессу в аналитических методах, для решения задачи идентификации источников добавился еще один инструмент — абсолютные содержания ЭПГ и их соотношения в магматических породах. Так, для базальтов плато Кергелен по содержанию в них ЭПГ рассчитано 0.3 или 1.0 % (в зависимости от принятой модели) материала внешнего ядра в примитивном мантийном источнике [Chazey, Neal, 2005]. Также по содержанию и соотношению ЭПГ путем моделирования процессов частичного плавления показано, что источник базальтов плато Онтонг-Джава включал до 0.5 % материала внешнего ядра [Ely, Neal, 2003].

Для Камчатки данных по содержанию ЭПГ в вулканических породах на сегодняшний момент очень много, они получены для четвертичных островодужных вулканитов [Иванов и др., 2008; Флеров и др., 2016; Zelenski et al., 2017], островодужных и внутриплитных неогеновых комплексов Срединного хребта и Западной Камчатки [Перепелов, 2014] и для ультраосновных мантийных ксенолитов из пород четвертичных вулканов [Kerezhinskas et al., 2002; Saha et al., 2005]. В островодужных лавах оценка влияния источников еще сложнее, чем в океанических комплексах, поскольку поведение ЭПГ зависит прежде всего от сульфидной насыщенности магматических систем [Park et al., 2013]. Кроме того, некоторые авторы приводят доводы, что обогащение камчатских лав ЭПГ по сравнению с N-MORB может быть связано с переносом ЭПГ водным флюидом при мантийных температурах и давлениях [Иванов и др., 2008].

В данной статье мы приводим новые данные о содержаниях ЭПГ в вулканических породах мелового офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс и предлагаем несколько диаграмм, позволяющих использовать данные о содержаниях ЭПГ в породах для геодинамического анализа. Для объяснения характеристик изученных базальтов предлагается геодинамическая модель, согласно которой в источниках магм возможна примесь материала земного ядра.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Химический состав пород определен рентгенофлуоресцентным методом в Центре морских геонаук IFM-GEOMAR (ныне GEOMAR, г. Киль, Германия) (табл. 1), примесные элементы определены методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой в Университете г. Киль (ФРГ) по методике, описанной в работах [Garbe-Schönberg et al., 1993; Portnyagin et al., 2008] (табл. 2). Содержания главных и рассеянных элементов в образцах обогащенных толеитов опубликованы в статье [Portnyagin et al., 2008].

Содержание ЭПГ и рения в пяти пробах базальтов было определено методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием по методике [Палесский и др., 2009] (табл. 3), ЭПГ определялись в тех же образцах, что и петрогенные оксиды и примесные элементы, из остатков порошков истертых проб.

Навеска твердого образца, смешанная с растворами изотопных меток, обрабатывалась смесью азотной и соляной кислот в системе микроволнового разложения MARS-5 при температуре 200 °С и давлении 20 атм. в течение двух часов. После установления изотопного равновесия между ЭПГ и рением в твердой и жидкой фазах аналиты переводили в хлорокомплексы и отделяли ионообменной хроматографией от матрицы на катионите AG-50Wx8. Выделенный раствор анализировали на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) ELEMENT производства Finnigan MAT (Германия, г. Бремен) в Аналитическом центре Института геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук (АЦ ИГМ СО РАН). Содержание определяемых элементов рассчитыва-

Таблица 1. Химический состав меловых базальтов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (мас.%)

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма
D533-8	39.85	1.21	14.09	11.84	0.17	4.98	14.96	3.33	0.48	0.38	2.91	5.86	100.06
D536	39.30	1.22	13.60	10.99	0.14	4.92	17.67	2.76	0.17	0.21	2.08	6.77	99.83
D538	44.63	1.36	14.75	10.53	0.20	5.99	14.12	2.96	0.13	0.16	2.18	3.34	100.35
D206-7	47.31	1.16	16.51	9.68	0.15	5.38	10.99	4.27	0.4	0.21	2.09	1.88	100.03
D213-12	45.8	1.78	17.8	9.49	0.22	7.79	6.71	3.9	1.3	0.54	4.57	0.13	100.03

Примечание. Образцы D533-8, D536, D538 – обогащенные толеиты, анализы взяты из статьи [Portnyagin et al., 2008], D206-7 – базальт типа E-MORB, D213-12 – базальт типа OIB. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в IFM-GEOMAR (г. Киль, Германия). Железо приведено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таблица 2. Геохимический состав меловых базальтов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (г/т)

Образец	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	La
D533-8	17	31	274	1041	58	244	31	130	14	4,4	245	25	87	5.30	0.77	0.51	0.25	108	6.21
D536	11	30	244	829	48	285	101	116	13	1,9	221	20	88	5.50	0.77	0.36	0.06	123	5.72
D538	14	33	256	575	45	184	80	91	15	0,8	242	22	96	5.70	0.88	0.22	0.03	245	5.57
D206-7	18	44	300	486	46	183	71	63	16	10	241	25	86	6.17	1.34	0.66	0.13	84	5.44
D213-12	157	32	198	197	41	213	38	82	17	38	426	25	190	62.6	0.82	1.26	0.81	711	34.34

Образец	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Tl	Pb	Th	U
D533-8	14.39	2.34	11.41	3.09	1.12	3.63	0.61	3.80	0.80	2.17	0.32	2.05	0.31	2.13	0.33	0.04	1.48	0.28	0.16
D536	14.07	2.25	10.80	2.90	1.03	3.31	0.56	3.41	0.70	1.88	0.27	1.77	0.26	2.16	0.34	0.02	1.47	0.28	0.15
D538	14.82	2.34	11.12	3.11	1.11	3.59	0.61	3.84	0.78	2.11	0.31	1.98	0.30	2.36	0.36	0.01	0.59	0.34	0.12
D206-7	13.38	1.98	9.36	2.73	1.01	3.32	0.60	3.85	0.80	2.24	0.33	2.18	0.32	1.87	0.32	0.09	0.70	0.36	0.13
D213-12	63.60	7.34	26.84	4.95	1.70	4.53	0.71	4.06	0.79	2.18	0.32	2.09	0.31	3.50	3.13	0.12	2.47	4.99	0.88

Примечание. Номера образцов соответствуют табл. 1. Для образцов D533-8, D536, D538 анализы взяты из статьи [Portnyagin et al., 2008]. Анализы образцов D206-7 и D213-12 выполнены методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой в Университете г. Киль, Германия.

Таблица 3. Содержание элементов группы платины и Re (мг/т) в меловых базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс

Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
D533-8	0.060	0.18	1.92	0.090	1.22	0.17	0.048
D536	0.039	0.10	0.26	0.080	0.48	0.45	0.055
D538	0.061	0.14	0.48	0.12	0.47	0.48	0.053
D206-7	0.34	0.24	0.71	0.15	1.02	0.41	0.007
D213-12	0.042	0.075	0.16	0.030	0.59	0.49	0.076
ПО	0.03	0.003	0.015	0.02	0.15	0.10	0.005

Примечание. Анализы выполнены методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (аналитик С.В. Палесский). ПО – предел обнаружения элемента. Для анализов использованы те же образцы (остатки порошков, истертых на яшмовом истирателе), что и для химической и геохимической характеристик пород.

ли по формулам изотопного разбавления, исходя из соотношения пар выбранных изотопов. Определение концентрации моноизотопного родия, для которого неприменим метод изотопного разбавления (ИР), выполнено с использованием  $^{195}\text{Pt}$  в качестве внутреннего стандарта.

Для снижения контрольного опыта (КО) в процессе анализа был предпринят ряд операций по дополнительной очистке посуды и реактивов. В том числе, двукратная перегонка азотной и соляной кислот методом Sub-Boiling в кварцевых аппаратах производства фирмы Milestone. Вода проходила четырехстадийную очистку на аппаратах фирмы Millipore. Эффект памяти в ИСП-МС снижали многочасовой промывкой растворами соляной и азотной кислот. В результате проведенных мероприятий по снижению КО были достигнуты пределы обнаружения (ПО), приведенные в табл. 3.

Правильность результатов оценивали по двум лабораторным стандартам: шпинелевому лерцолиту GP-13 и серпентиниту UB-N, для которых опубликованы результаты определения ЭПГ и рения [Pearson, Woodland, 2000; Pretorius et al., 2003; Meisel et al., 2003; Meisel, Moser, 2004; Puchtel et al., 2004; Puchtel, Humayun, 2005].

Результаты определения ЭПГ и рения для обоих стандартов удовлетворительно согласуются с данными, приведенными в литературе, кроме иридия. Пониженное содержание иридия, по-видимому, связано с тем, что давление и температура недостаточны для перевода в раствор этого элемента из трудновскрываемых форм, присутствующих в лабораторных стандартах. Сравнительные результаты определения ЭПГ и рения в лабораторных стандартах приведены в табл. 4. Относительное стандартное отклонение ( $S_r$ ) определения ЭПГ и рения, полученное для 6—10 измерений в течение нескольких месяцев, сравнимо с литературными данными и составляет 5—15 % для шести элементов и 20 % для осмия. Повышенная величина  $S_r$  осмия, по-видимому, связана с тем, что осмий в виде четырехоксида частично теряется в процессе химической пробоподготовки.

Таблица 4. Результаты определения ЭПГ и рения в стандартных образцах GP-13 и UB-N (мг/т)

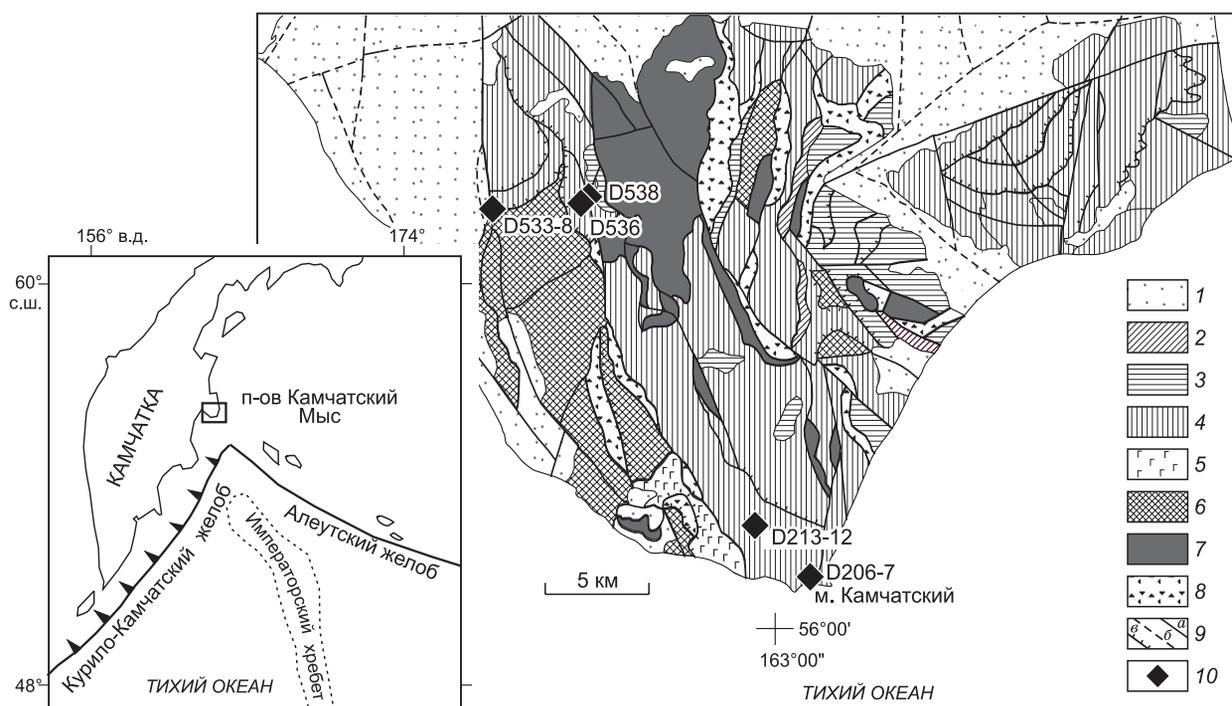
Параметр, лит. источник	Ru	Rh	Pd	Re	Os	Ir	Pt
	<b>Обр. GP-13</b>						
$C_{cp}$	7.2	1.4	6.0	0.38	3.6	2.2	6.6
$S_r$	0.06	0.15	0.10	0.09	0.22	0.05	0.08
$C_{cp}$	6.95	—	5.57	0.33	3.82	3.45	6.89
$S_r$ [Pearson, Woodland, 2000]	0.037		0.053	0.022	0.051	0.107	0.066
$C_{cp}$	6.05	1.19	5.80	0.312	4.06	3.40	6.38
$S_r$ [Meisel et al., 2003]	0.068	0.048	0.027	0.032	0.007	0.022	0.074
$C_{cp}$	6.25	1.25	5.68	0.320	4.06	3.33	6.69
$S_r$ [Meisel, Moser, 2004]	0.063	0.095	0.047	0.071	0.006	0.028	0.10
<b>Обр. Ub-N</b>							
$C_{cp}$	6.4	1.8	7.2	0.14	3.6	1.7	7.2
$S_r$	0.10	0.12	0.06	0.14	—	0.12	0.13
$C_{cp}$	6.29	1.12	6.11	0.206	3.74	3.37	7.43
$S_r$ [Meisel et al., 2003]	0.045	0.079	0.028	0.025	0.069	0.062	0.039

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ОФИОЛИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА

Геологическое строение п-ова Камчатский Мыс определяется его положением в зоне сочленения трех крупных структур — Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и Императорского подводного хребта (врезка к рис. 1). В южной части полуострова развиты образования, формирующие аккреционную призму Кроноцкой палеодуги [Хотин, Шапиро, 2006]. В составе этих образований значительное место занимают породы офиолитового комплекса — мантийные перидотиты, габбро, долериты, базальты, гиадокластиты, яшмы и известняки. Меловые осадочные породы, развитые в районе, разделены на пикежскую и смагинскую свиты [Бояринова, 2007] (см. рис. 1). Часть исследователей разделяют меловые образования не на стратиграфические подразделения, а на породные ассоциации. Так, вулканические и осадочные породы верхней части офиолитового комплекса слагают смагинскую породную ассоциацию [Хотин, Шапиро, 2006] внутриокеанической подводной возвышенности (Смагинского си-маунта [Avdeiko et al., 2007]). В современной структуре яшмы известняки и базальты смагинской ассоциации залегают в виде тектонических пластин и блоков в туфосилицитовом матриксе пикежской породной ассоциации [Хотин, Шапиро, 2006]. Вулканические породы представлены базальтами различных геохимических типов — толеитовыми базальтами типа N-MORB, ферробазальтами, обогащенными толеитами и щелочными базальтами [Федорчук и др., 1989; Савельев, 2003, 2004; Портнягин и др., 2005; Portnyagin et al., 2008], а также пикритами [Савельев, 2014; Savelyev et al., 2018]. Обогащенные толеиты по геохимическим и изотопным параметрам очень близки базальтам ближайших к Камчатке гайотов Детройт и Мейджи цепи Императорских гор [Portnyagin et al., 2008]. Среди вулканитов п-ова Камчатский Мыс найдены также истощенные толеиты (базальты типа D-MORB) с ультрадеплетированными расплавленными включениями в шпинели [Portnyagin et al., 2009]. Такой состав пород и расплавленных включений объясняется их формированием при высоких степенях плавления под влиянием мантийного плюма.

Нижняя часть офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс — мантийные перидотиты — также сформировалась в зоне влияния мантийного плюма [Батанова и др., 2014]. На основании данных по содержанию РЗЭ и стронция в клинопироксенах из гарцбургитов Камчатского Мыса В.Г. Батанова с соавторами [2014] делают вывод, что экстремальное обеднение мантийных перидотитов Камчатского Мыса базальтовым компонентом осуществлялось в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи горячей точки.

Возраст вулканогенно-осадочной части офиолитового комплекса (смагинской ассоциации, смагинской свиты) определен радиоляриевым анализом как альб—сеноман (т. е. около 100 млн лет) [Брагин и др., 1986; Вишневецкая, 2001; Бояринова и др., 2007; Палечек и др., 2010]. Исходя из возраста осадочных пород и состава вулканических пород, сделан вывод о том, что эта подводная возвышенность могла являться наиболее северным звеном Гавайско-Императорской цепи [Portnyagin et al., 2008, 2009]. Причленение к Камчатке северного блока Кроноцкой палеодуги, в состав которого входил с эцена офиолитовый массив Камчатского Мыса, произошло в конце миоцена [Avdeiko et al., 2007] или в плиоцене [Lander, Shapiro, 2007].



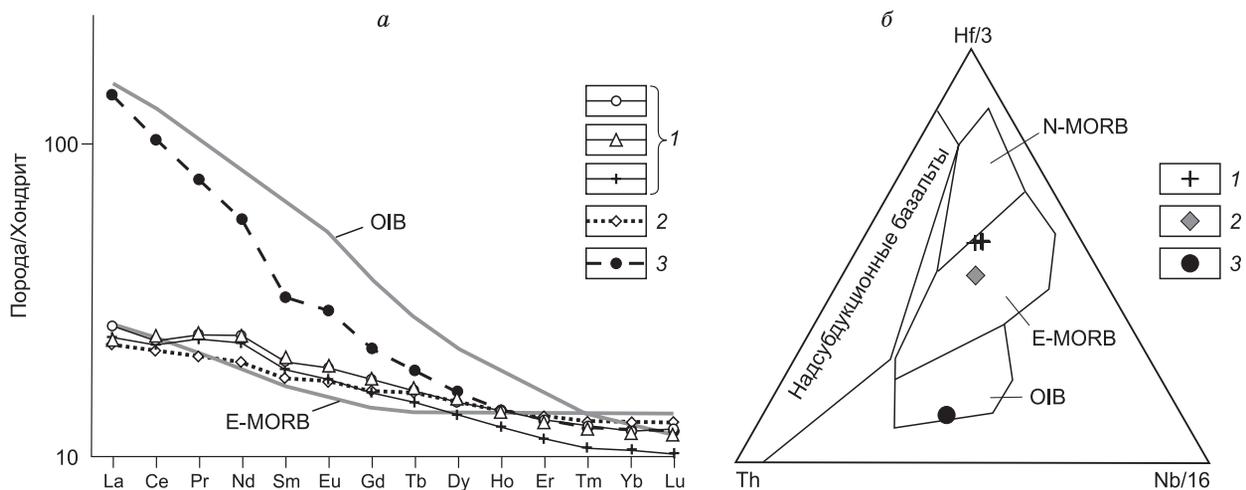
**Рис. 1. Схема геологического строения южной части п-ова Камчатский Мыс, по [Бояринова, 2007] с изменениями.**

1 — плиоцен-четвертичные отложения, 2 — миоценовые терригенные отложения, 3 — турон-кампанские терригенные отложения (пикежская свита), 4 — альб-сеноманские вулканогенно-кремнистые отложения (смагинская свита), 5 — подушечные базальты, отнесенные к смагинской свите, по [Бояринова, 2007], или к Оленегорскому массиву, по [Хотин, Шапиро, 2006], 6 — габбро и долериты Оленегорского массива, 7 — гипербазиты, 8 — серпентинитовый меланж, 9 — разломы установленные (а) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (б), надвиги (в), 10 — точки отбора проб.

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА

В составе офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс базальты развиты на двух «уровнях». В пространственной близости от массивов габбро и долеритов наблюдается серия потоков шаровых и подушечных базальтов до 200 м общей мощности; контакты с габброидами повсеместно тектонические. При геологическом доизучении площади эти базальты были отнесены к смагинской свите [Бояринова и др., 2007], но на основании сходства петрогеохимических характеристик габброидов и надвинутых на них базальтов некоторые авторы относят базальты к Оленегорскому габброидному массиву [Хотин, Шапиро, 2006]. Эти базальты имеют геохимические параметры, сходные с N-MORB, и не рассматриваются в нашей статье.

Базальты, развитые в составе верхней (осадочно-вулканогенной) части комплекса (в смагинской породной ассоциации, по [Хотин, Шапиро, 2006]), наблюдаются в виде отдельных потоков или серии потоков в основном до 15—20 м мощности, часто в ассоциации с пакетами ритмичного переслаивания яшм и известняков. Породы имеют преимущественно афиртовую структуру, но встречаются и оливиновые, и оливин-плагипорфировые разности, в более мощных потоках наблюдается долеритовая структура. Структура основной массы долеритовая, интерсертиальная, метельчатая, с переходами к стекловатой к краям подушек. Породы в различной степени изменены вторичными процессами, оливин полностью замещен гидроксидами железа, глинистыми минералами или карбонатом, стекло тоже полностью замещено вторичными минералами. Эти вторичные изменения влияют на химический состав образцов. Породы характеризуются большим разбросом содержаний калия и натрия, иногда — повышенным содержанием кальция из-за карбонатизации. Наличие вторичных водных силикатов и карбоната приводит к занижению  $\text{SiO}_2$  в непересчитанных на сухое вещество анализах. О влиянии вторичных изменений на содержания ЭПГ в породах судить сложно, поскольку при петрографическом и микронзондовом изучении базальтов не были обнаружены сульфиды или минеральные фазы ЭПГ. В пикритах из того же офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс изучено поведение платиноидов, связанных с сульфидной фазой, выявлены перераспределение платины и ее вынос за пределы сульфидных глобул при частич-



**Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов (а) и дискриминационная диаграмма [Wood, 1980] (б) для базальтов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.**

1 — обогащенные толеитовые базальты (D533-8, D536, D538), 2 — базальт типа E-MORB (D206-7), 3 — щелочной базальт (D213-12). Состав хондрита, E-MORB и OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

ной серпентинизации оливина [Savelyev et al., 2018]. Петрографически из всех групп вулканитов четко выделяются только щелочные базальты, характеризующиеся наличием вкрапленников титан-авгита, микролитов апатита, иногда амфибола или биотита. Плаггиоклаз (лабрадор № 55-69) частично альбитизирован, вокруг него часто наблюдается каемка калишпата [Савельев, Философова, 2005]. В связи с тем, что южная часть п-ова Камчатский Мыс представляет собой «мегамеланж», где породы офиолитового комплекса наблюдаются преимущественно в тектонических блоках разного размера, очень трудно оценить количественное соотношение различных геохимических типов базальтов в составе комплекса. Только для щелочных базальтов можно сделать оценку в 7—10 % среди всех других типов базальтов в первоначальном разрезе верхней части офиолитового комплекса.

Для исследования были выбраны пять образцов базальтов трех геохимических типов: 1) обогащенные толеиты (D533-8, D536, D538); 2) базальт, близкий по характеристикам к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB) (D206-7); и 3) щелочной базальт с характеристиками базальтов океанических островов (OIB) (D213-12) (см. табл. 1, 2 и рис. 2). Места отбора исследованных образцов показаны на рис. 1.

Обогащенным толеитам посвящена статья [Portnyagin et al., 2008], в которой дана детальная характеристика этих пород. Спектры редкоземельных элементов показывают сходство этих пород с базальтами типа E-MORB (см. рис. 2, а) и имеют нормированные на примитивную мантию отношения  $(La/Sm)_n = 1.2—1.3$ ,  $(Sm/Yb)_n = 1.6—1.8$ . На геодинамической диаграмме Hf/3—Th—Ta анализы этих пород лежат вблизи границы N-MORB/E-MORB (см. рис. 2, б). Отношение Nb/Zr около 0.06, что также отвечает значению между N-MORB и E-MORB [Sun, McDonough, 1989]. По микроэлементному и изотопному составу эти породы близки с базальтами подводной горы Детройт (из скв. 1203 ODP) [Portnyagin et al., 2008]. Составы расплавных включений в шпинелях также свидетельствуют в пользу участия материала Гавайского плюма в мантийном источнике обогащенных толеитов Камчатского Мыса.

Образец D206-7 по геохимическим характеристикам соответствует типу E-MORB (см. рис. 2) и имеет  $(La/Sm)_n = 1.29$ ,  $(Sm/Yb)_n = 1.39$ . Значение Nb/Zr = 0.072, что находится между N-MORB и E-MORB, но ближе к E-MORB, чем значения этого параметра в анализах обогащенных толеитов.

Щелочной базальт (D213-12) показывает сходство с базальтами океанических островов (см. рис. 2),  $(La/Sm)_n = 4.48$ ,  $(Sm/Yb)_n = 2.63$ . Значение Nb/Zr = 0.33 отвечает более сильному обогащению плюмовым компонентом, чем для среднего значения OIB (0.17, по [Sun, McDonough, 1989]).

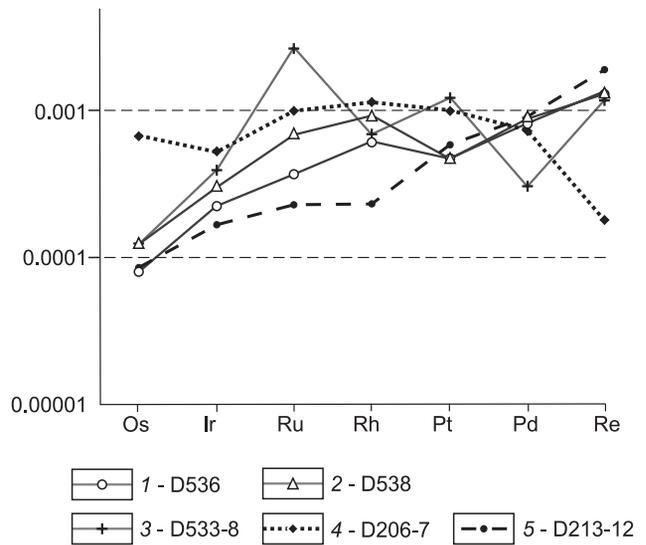
### СОДЕРЖАНИЯ ЭПГ В БАЗАЛЬТАХ КАМЧАТСКОГО МЫСА

Содержания элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) и рения в изученных базальтах приведены в табл. 3 и на рис. 3. Суммарные содержания ЭПГ во всех проанализированных базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс близки (1.4—3.6 мг/т). Соотношения между элементами значительно варьируют, но в целом изученные породы отличаются невысокими степенями фракци-

**Рис. 3. Нормированные на хондрит спектры ЭПГ базальтов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.**

1–3 — обогащенные толеитовые базальты, 4 — базальт типа E-MORB, 5 — щелочной базальт.

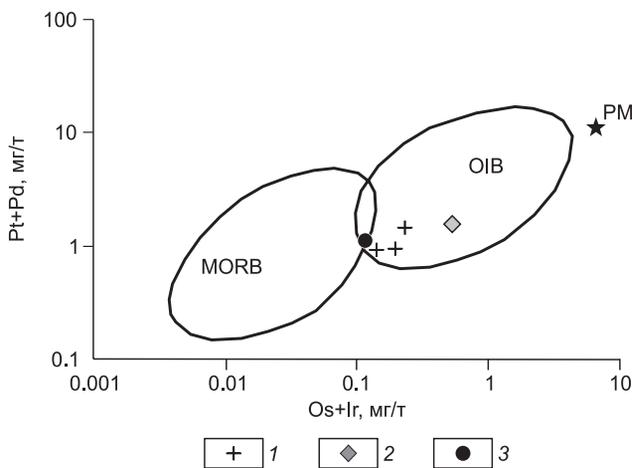
онирования ЭПГ ( $Pd/Ir = 0.9–6.6$ ,  $Pt/Pd = 1.0–7.3$ ), что сближает их с толеитовыми базальтами Гавайских островов [Tatsumi et al., 1999]. Один из проанализированных образцов показал пилообразный спектр (рис. 3 — обр. D533-8, табл. 3). Подобную форму распределения ЭПГ сложно объяснить магматическими процессами и, возможно, она свидетельствует о перераспределении платиноидов при вторичных процессах. Исключая этот образец, наиболее дифференцированный спектр имеет щелочной базальт ( $Pd/Ir = 6.6$ ), наименее дифференцированный — базальт типа E-MORB ( $Pd/Ir = 1.7$ ), а обогащенные толеиты имеют промежуточные спектры и значения  $Pd/Ir$ . На диаграмме (Os+Ir)—(Pt+Pd), предложенной А.Б. Перепеловым [2014], базальты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс попадают в поле базальтов океанических островов (рис. 4).



**ОБСУЖДЕНИЕ: ДИСКРИМИНАЦИОННЫЕ ДИАГРАММЫ, ИДЕНТИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ**

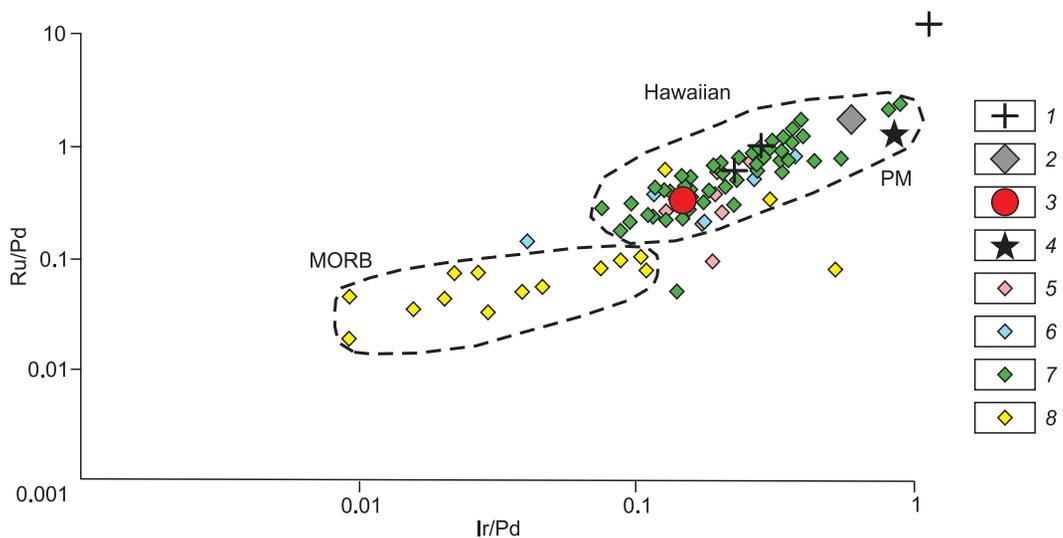
Различие в содержаниях и отношениях ЭПГ в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов было отмечено многими авторами, одним из первых такие данные систематизировал С.Дж. Барнес с соавторами [Barnes et al., 1988]. Наиболее характерными критериями, по которым отличаются базальты различных обстановок, являются отношения  $Pt/Pd$  и  $Ir/Pd$ . Вариации этих отношений могут быть связаны с различными условиями плавления в мантии — степенью плавления источника, «сухим» или флюидным режимом [Maier, Barnes, 2004], с особенностями процессов частичного плавления и фракционирования кристалл—жидкость [Ireland et al., 2009], с влиянием физических параметров при фракционировании ЭПГ между мантией и базальтовым расплавом [Vockrath et al., 2004], с влиянием степени насыщенности источника серой и сульфидной жидкостью [Tatsumi et al., 1999]. В работе [Bezou et al., 2005] приведена достаточно большая подборка анализов ЭПГ в стеклах базальтов срединно-океанических хребтов из Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Авторы делают вывод, что при процессах частичного плавления и дифференциации на бюджет ЭПГ влияет прежде всего поведение сульфидов. Систематические отличия по соотношениям и содержаниям ЭПГ в базальтах, связанных с горячими точками, от MORB было показано в работе [Day, 2013].

Детальный анализ данных по содержанию ЭПГ в мантийных расплавах и мантийных породах (гарцбургитах, лерцолитах) различных геодинамических обстановок сделан в работе [Barnes et al., 2015]. На основании анализа большого объема данных авторы делают вывод о сульфидном контроле как главном определяющем факторе содержания ЭПГ в расплаве. Для сравнения с нашими данными важны выводы этой работы, касающиеся океанических обстановок. Базальты, образовавшиеся в фанерозойских океанических обста-



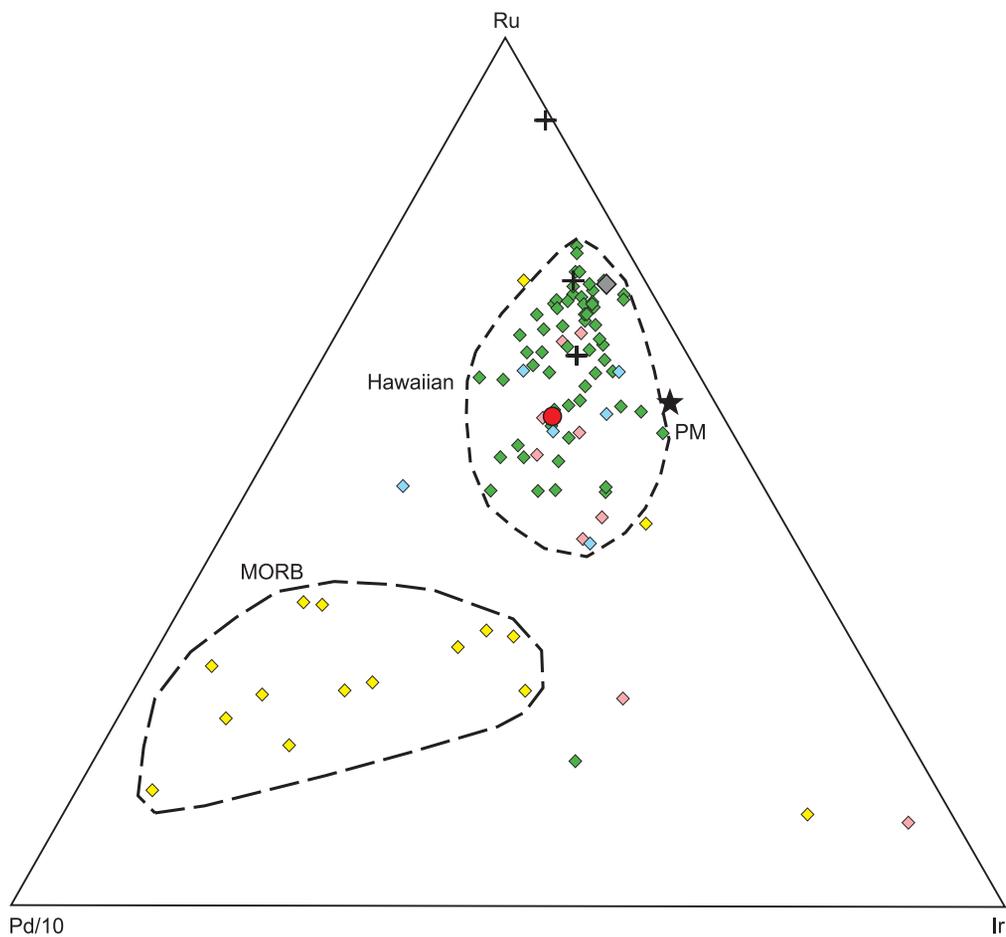
**Рис. 4. Базальты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс на диаграмме (Os+Ir)—(Pt+Pd).**

1 — обогащенные толеитовые базальты (D533-8, D536, D538), 2 — базальт типа E-MORB (D206-7), 3 — щелочной базальт (D213-12). PM — примитивная мантия, по [McDonough, Sun, 1995]. Поля MORB и OIB, по [Флеров и др., 2016].



**Рис. 5. Диаграмма Ir/Pd—Ru/Pd.**

1—3 — базальты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс: 1 — обогащенные толеитовые базальты D533-8, D536, D538, 2 — базальт типа E-MORB (D206-7), 3 — щелочной базальт (D213-12), 4 — PM — примитивная мантия, по [McDonough, Sun, 1995], 5 — гавайские толеиты [Tatsumi et al., 1999], 6, 7 — гавайские пикриты (6 — [Bennet et al., 2000], 7 — [Ireland et al., 2009]), 8 — стекла базальтов срединно-океанических хребтов [Bezous et al., 2005]. Поля MORB и Hawaiian проведены условно по показанным на диаграмме данным.



**Рис. 6. Диаграмма Pd/10—Ir—Ru.**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

новках (MORB и OIB), в целом характеризуются более низким содержанием ЭПГ, чем архейские и протерозойские коматииты и базальты. На спайдерграммах, приведенных в работе [Barnes et al., 2015], видно систематическое различие MORB и OIB в спектрах распределения ЭПГ, выраженное прежде всего в крутом наклоне (низкое отношение Ir/Pd) спектров базальтов срединно-океанических хребтов по сравнению с более плоскими спектрами базальтов и, особенно, пикритов океанических островов. Эти выводы очень важны для анализа данных, полученных для базальтов Камчатского Мыса.

Для сравнения базальтов Камчатского Мыса с базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов мы предлагаем использовать дискриминационные диаграммы Ir/Pd—Ru/Pd и Pd/10—Ir—Ru (рис. 5, 6). В этих диаграммах к используемым другими исследователями Ir и Pd мы добавляем Ru как наиболее легкий из триады тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru), поскольку поведение Ru в магматическом процессе наиболее сходно с поведением Ir и также, вероятно, контролируется сульфидной фазой при частичном плавлении мантии [Mungall, Brenan, 2014]. Дж.-П. Лоранд считает, что изменение рутений-иридиевого отношения в мантийных источниках может быть результатом метасоматического обогащения (рефертилизации) мантии сульфидами [Logand et al., 2010]. На предлагаемых диаграммах не используется Pt, поскольку в породах Камчатского Мыса этот элемент может быть более подвижен при вторичных процессах, в частности, может перераспределяться при серпентинизации оливина [Savelyev et al., 2018].

На приведенных диаграммах хорошо видно, что изученные базальты офиолитового комплекса Камчатского Мыса попадают в поле толеитовых базальтов и пикритов Гавайских островов, заметно отличаясь от MORB. Один из анализов обогащенных толеитов (D533-8) показывает аномально высокое содержание рутения и минимальное содержание палладия на фоне других проанализированных базальтов. На диаграммах этот анализ не попадает ни в одно из показанных полей, что можно объяснить вторичным изменением. Данные по ЭПГ во всех остальных изученных базальтах Камчатского Мыса хорошо сопоставляются с данными по другим микроэлементам, которые обычно используют для геодинамических построений, что подтверждает присутствие в породах вещества Гавайского плюма.

В экспериментальных работах последних лет значительно уточнены коэффициенты распределения ЭПГ между силикатной и сульфидной жидкостями, которые составляют  $10^5$ — $10^6$  [Mungall, Brenan, 2014]. Это означает, что распределение ЭПГ в магмах практически полностью контролируется содержанием их в различных сульфидах и поведением самих сульфидов, а процессы разделения ЭПГ путем вхождения их в различные силикатные и окисные минералы оказывают значительно меньшее влияние. Исходя из последних данных, можно сделать вывод, что на ранних этапах магмогенеза ЭПГ ведут себя как несовместимые (с оливином и хромшпинелидом), т.е. они могут быть использованы не только для построения моделей частичного и фракционного плавления, но и для идентификации источников первичных расплавов. Часть исследователей идет именно этим путем, моделируя для различных вулканических комплексов состав мантийных источников, вычисляя в них количество вещества внешнего ядра [Brandon et al., 1998; Ely, Neal, 2003; Chazey, Neal, 2005].

Данные о составе земного ядра и содержании в нем ЭПГ не могут быть получены непосредственно из анализа вещественных объектов. Однако современные модели формирования Солнечной системы в целом и Земли, в частности, позволяют рассчитать эти содержания [McDonough, 2003]. Согласно актуальной модели, обогащение ядра платиноидами произошло непосредственно при разделении Протоземли на металлическое ядро и силикатную оболочку из-за очень больших коэффициентов разделения металл/силикат для ЭПГ. Металлическое ядро содержит примесь легких элементов — кремния и кислорода и, возможно, до 2 % серы [Литасов, Шацкий, 2016], причем именно наличие серы важно для моделей транспортировки ЭПГ из ядра в мантию и кору.

Геофизические данные свидетельствуют о неоднородности нижней мантии и слоя D", в частности, о наличии участков с низкими скоростями [Zhao, 2004; Garnero, McNamara, 2008]. Наличие летучих компонентов способствует зарождению термохимических плюмов непосредственно на границе ядра и мантии и в слое D" [Добрецов, Шацкий, 2012]. Эти авторы предлагают модель, в соответствии с которой материал, обогащенный ЭПГ, поднимается в верхнюю мантию, в область мантийных источников плюмовых базальтов.

Содержание ЭПГ в материале земного ядра примерно на 3 порядка превосходит таковое для примитивной мантии [McDonough, 2003], поэтому даже примесь 1 % материала земного ядра в источнике магм повысит в 10 раз содержание ЭПГ в вулканической породе при условии, что весь сульфид, концентрирующий ЭПГ, перейдет в расплав при частичном плавлении. При дальнейших процессах дифференциации количество сульфида и, соответственно, количество ЭПГ в расплаве могло уменьшиться из-за выпадения сульфидной фазы при значительной кристаллизации оливина и отсадки этого сульфида вместе с оливином в кумуляты. По этой причине абсолютные значения содержаний ЭПГ в породе не всегда можно привлекать для идентификации источников. При насыщенности расплава сульфидом отношения ЭПГ в нем меняются не очень сильно до момента разделения сульфидных фаз. В связи с этим именно

отношения, а не только абсолютные количества ЭПГ, могут служить индикатором различных источников, в том числе наличия материала ядра в источнике. Соотношения ЭПГ в земном ядре близки таковым в примитивной мантии и в хондрите [McDonough, 2003], поэтому примесь материала внешнего ядра может быть узнана по обилию в источнике сульфидной фазы, богатой недифференцированными между собой платиноидами (т.е. с соотношениями платиноидов, наиболее близкими к хондритовым). Как это отличить от других случаев насыщения расплава такой фазой, пока не ясно. Возможно, в ближайшие годы накопится достаточно фактического материала, чтобы решить эту проблему. Один из путей идентификации материала ядра — использование совместно с данными по ЭПГ изотопных данных по осмию [Brandon et al., 1998], в перспективе — изотопов вольфрама, возможно — серебра, меди.

Для изученных нами базальтов из офиолитов Камчатского Мыса невозможно применить количественные методы петрологического моделирования, поскольку породы изменены (отсутствует свежий оливин), что не позволяет вычислить магнезиальность первичных расплавов, и нет уверенности в примитивном характере пород. Кроме того, мы не можем с уверенностью утверждать генетическое родство данных базальтов, поскольку образцы были отобраны из разных тектонических блоков. Однако сходный уровень накопления ЭПГ и близость их спектров в базальтах различных геохимических типов могут свидетельствовать о влиянии на их состав единого источника, обогащенного ЭПГ. Плюмовый характер этого источника (точнее, некоторая примесь материала плюмового источника) доказан геохимическими характеристиками базальтов разных типов [Савельев, 2003, 2004; Портнягин и др., 2005; Portnyagin et al., 2008, 2009]. На основании состава базальтов, минералов и расплавных включений в них была предложена модель формирования пород в осевой зоне и на флангах аномального сегмента срединно-океанического рифта при воздействии мантийного плюма [Портнягин и др., 2005]. Связь офиолитов Камчатского Мыса именно с Гавайским плюмом показана на вещественном уровне для обогащенных толеитов (соответствие микроэлементного и изотопного состава обогащенным толеитам подводной горы Детройт, микроэлементный состав расплавных включений в шпинелях соответствует особенностям Гавайского плюма) [Portnyagin et al., 2008]. Состав и возраст других частей офиолитового разреза не противоречат этому выводу, в частности, редкоэлементный состав клинопироксенов в мантийных перидотитах массива горы Солдатская свидетельствует о влиянии мантийного плюма [Батанова и др., 2014]. Характер альб-сеноманской радиоляриевой фауны в карбонатно-кремнистых породах комплекса позволяет предположить его формирование на палеоширотах 20—30° с.ш. [Вишневская, 2001], что значительно южнее современного расположения комплекса и соответствует меловому положению Гавайского плюма. Для крупных мантийных плюмов предполагается их зарождение на границе внешнего ядра и мантии [McDonough et al., 1998], что может привести к захвату некоторого количества вещества внешнего ядра. Поступлением вещества с границы ядро—нижняя мантия объясняются высокие содержания ЭПГ в магмах в области головы плюма при формировании базальтов, связанных с Сибирским мантийным плюмом [Изох и др., 2016]. Именно такую модель — примесь вещества земного ядра — мы и предлагаем для объяснения наблюдаемых соотношений ЭПГ в базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

Полученные результаты по содержанию ЭПГ в базальтах хорошо согласуются с данными по платиноносности других частей офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. Аллювиальная россыпь к северу от гипербазитового массива содержит самородки платины и других платиноидов [Tolstykh et al., 2009]. Более радиогенный (по сравнению с мантийным) состав осмия из минералов этой россыпи [Костянов и др., 2000] может служить косвенным доводом в пользу гипотезы о присутствии вещества внешнего ядра в породах офиолитового комплекса. Описаны микровключения Au, Au+Ag, Pd<sub>2</sub>Sn, Pt в сульфидных глобулах из кумулятивных пикритов, найденных в меланже на границе гипербазитового массива [Савельев, Философова, 2017]. Характеристика самих сульфидных глобул в оливинах и в основной массе этих пикритов говорит о разделении ЭПГ в процессе фракционирования сульфидной жидкости [Savelyev et al., 2018]. Находки микровключений комплексного состава (Cu+Pd+Pt+Te, Pt+Pd+Hg+Te+Cu±Ag, Pt+Pd+Au+Ag+Te+Cu, As+Ir+Pt+Rh+Ru) в ассоциации с сульфидами в оливиновых клинопироксенитах дают перспективы обнаружения скоплений платиноносных сульфидов в отдельных частях комплекса, прежде всего в обогащенных оливином кумулятивных породах, переходных от гипербазитов к габбро [Савельев, Философова, 2017]. Платиноидами обогащены углеродистые породы осадочной части офиолитового комплекса [Savelyeva et al., 2015]. Это обогащение связано в основном с эвксинными условиями во время накопления пород, а поставщиком ЭПГ в осадки могли быть синхронные осадконакоплению извержения или выведенные на поверхность дна более глубокие части офиолитового комплекса. Все эти данные повышают перспективы находок рудопроявлений ЭПГ в пределах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, а предложенная модель, связывающая эту платиноносность с влиянием мантийного плюма и присутствием вещества внешнего ядра в мантийных источниках, дает теоретическую основу для таких перспектив.

## ВЫВОДЫ

Спектры ЭПГ изученных базальтов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс по наклону линий располагаются между спектрами MORB и гавайских толеитов.

Сходный уровень накопления ЭПГ и близость их спектров в смагинских базальтах различных геохимических типов может свидетельствовать о влиянии на их состав единого источника, обогащенного платиноидами.

Некоторое различие спектров может быть связано с различием степеней плавления мантийного источника и с дальнейшей дифференциацией расплавов: наиболее дифференцированным является спектр щелочного базальта ( $Pd/Ir = 6.6$ ), наименее дифференцированным — спектр базальта типа E-MORB ( $Pd/Ir = 1.7$ ) (исключая один из толеитовых базальтов с пилообразным спектром ЭПГ, который сложно объяснить петрологическими процессами).

Для идентификации обогащенных (плюмовых) базальтов по содержанию платиноидов предложены дискриминационные диаграммы  $Ir/Pd—Ru/Pd$  и  $Pd/10—Ir—Ru$ .

Одним из объяснений наблюдаемого в базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс распределения ЭПГ может быть присутствие материала земного ядра в мантийных источниках, из которых выщлаивались эти базальты.

Авторы благодарны рецензентам и редактору выпуска академику РАН М.И. Кузьмину за критические замечания и ценные добавления, позволившие улучшить текст статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00546), аналитические исследования в ФРГ выполнялись при поддержке гранта DFG (HO1833/14-1).

## ЛИТЕРАТУРА

**Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В.** Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (12), с. 1748—1758.

**Бояринова М.Е.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.

**Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007, 226 с. + 2 вкл.

**Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Политов А.Г., Цуканов Н.В.** Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии востока СССР. М., Наука, 1986, с. 21—34.

**Вишневская В.С.** Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М., ГЕОС, 2001, 376 с.

**Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф.** Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1455—1475.

**Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В.** Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92—96.

**Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В., Николаева И.В., Палесский С.В.** Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1028—1042.

**Костянов А.И., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г.** Особенности изотопного состава осмия минералов платиновой группы (МПГ) из россыпных проявлений Солдатского ультрамафитового комплекса (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) // Геохимия, 2000, № 10, с. 1127—1131.

**Литасов К.Л., Шацкий А.Ф.** Современные представления о составе ядра Земли // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 31—62.

**Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 3, с. 287—291.

**Палечек Т.Н., Савельев Д.П., Савельева О.Л.** Альб-сеноманский комплекс радиоларий из смагинской свиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 67—87.

- Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д.г.-м.н., Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 41 с.
- Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К.** Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // *Петрология*, 2005, т. 13, № 6, с. 626—645.
- Савельев Д.П.** Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*, 2003, № 1, с. 14—20.
- Савельев Д.П.** Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // *Геология и разведка*, 2004, № 2, с. 16—19.
- Савельев Д.П.** Плагноклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*, 2014, № 4, с. 43—53.
- Савельев Д.П., Философова Т.М.** Минералогические особенности меловых щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2005, № 5, с. 94—102.
- Савельев Д.П., Философова Т.М.** Микровключения минералов ЭПГ и золота в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2017, № 2, с. 5—13.
- Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т.** Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Геохимия*, 1989, № 12, с. 1710—1717.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Дриль С.И., Палесский С.В.** Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть II. Геохимия вулканических пород и источники магм // *Вулканология и сейсмология*, 2016, № 4, с. 3—26.
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.** Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // *Геотектоника*, 2006, № 4, с. 61—89.
- Aulbach S., Mungall J.E., Pearson D.G.** Distribution and processing of highly siderophile elements in cratonic mantle lithosphere // *Rev. Miner. Geochem.*, 2016, v. 81, p. 239—304.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V.** Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region* / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, J. Lees. Geophysical Monograph 172. American Geophysical Union, Washington, DC, 2007, p. 37—55.
- Barnes S.-J., Ripley E.M.** Highly siderophile and strongly chalcophile elements in magmatic ore deposits // *Rev. Miner. Geochem.*, 2016, v. 81, p. 725—774.
- Barnes S.-J., Boyd R., Korneliussen A., Nilsson L.-P., Often M., Pedersen R. B., Robins B.** The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crustal fractionation and sulphide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway // *Geoplatinum-87*. Elsevier, London, 1988, p. 113—143.
- Barnes S.-J., Mungall J.E., Maier W.D.** Platinum group elements in mantle melts and mantle samples // *Lithos*, 2015, v. 232, p. 395—417.
- Bezos A., Lorand J.-P., Humler E., Gros M.** Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 2613—2627.
- Bockrath C., Ballhaus Ch., Holzheid A.** Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting // *Science*, 2004, v. 305, p. 1951—1953.
- Boehler R., Chopelas A., Zerr A.** Temperature and chemistry of the core-mantle boundary // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 199—205.
- Brandon A.D., Walker R.J., Morgan J.W., Norman M.D., Prichard H.M.** Coupled <sup>186</sup>Os and <sup>187</sup>Os evidence for core-mantle interaction // *Science*, 1998, v. 280, p. 1570—1573.
- Brenan J.M.** The platinum-group elements: «Admirably adapted» for science and industry // *Elements*, 2008, v. 4, p. 227—232.
- Chazey III W.J., Neal C.R.** Platinum-group element constraints on source composition and magma evolution of the Kerguelen Plateau using basalts from ODP Leg 183 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 4685—4701.
- Day J.M.D.** Hotspot volcanism and highly siderophile elements // *Chem. Geol.*, 2013, v. 341, p. 50—74.
- Dilek Y., Furner H.** Ophiolites and their origin // *Elements*, 2014, v. 10, p. 93—100.
- Ely J.C., Neal C.R.** Using platinum-group elements to investigate the origin of the Ontong Java Plateau, SW Pacific // *Chem. Geol.*, 2003, v. 196, p. 235—257.
- Garbe-Schönberg D.** Simultaneous determination of 37 trace elements in 28 international rock standards by ICP-MS // *Geostand. Newslett.*, 1993, v.17, p. 81—93.

- Garnero E.J., McNamara A.K.** Structure and dynamics of Earth's lower mantle // *Science*, 2008, v. 320, p. 626—628.
- Ireland T.J., Walker R.J., Garcia M.O.** Highly siderophile element and  $^{187}\text{Os}$  isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity // *Chem. Geol.*, 2009, v. 260, p. 112—128.
- Kepezhinskas P., Defant M.J., Widom E.** Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // *Lithos*, 2002, v. 60, p. 113—128.
- Lander A.V., Shapiro M.N.** The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region* / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, J. Lees // *Geophysical Monograph 172*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 2007, p. 57—64.
- Lorand J.-P., Luguet A.** Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: trace elements controlled by trace minerals // *Rev. Miner. Geochem.*, 2016, v. 81, p. 441—488.
- Lorand J.-P., Alard O., Luguet A.** Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 289, p. 298—310.
- Maier W.D., Barnes S.-J.** Pt/Pd and Pd/Ir ratios in mantle-derived magmas: A possible role for mantle metasomatism // *South African J. Geol.*, 2004, v. 107, p. 333—340.
- McDonough D.V., Wen L., Ding X.** Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // *Nature*, 1998, v. 396, p. 251—255.
- McDonough W.F.** Compositional model for the Earth's core / Ed. R.W. Carlson // *The mantle and core. Treatise on geochemistry. V. 2*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, p. 547—568.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Meisel T., Moser J.** Reference materials for geochemical PGE analysis: new analytical data for Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt and Re by isotope dilution ICP-MS in 11 geological reference materials // *Chem. Geol.*, 2004, v. 208, № 1—4, p. 319—338.
- Meisel T., Fellner N., Moser J.** A simple procedure for the determination of platinum group elements and rhenium (Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir and Pt) using ID-ICP-MS with an inexpensive on-line matrix separation in geological and environmental materials // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2003, v. 18, p. 720—726.
- Mungall J.E., Naldrett A.J.** Ore deposits of the platinum-group elements // *Elements*, 2008, v. 4, p. 253—258.
- Mungall J.E., Brenan J.M.** Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 125, p. 265—289.
- Palme H.** Platinum-group elements in cosmochemistry // *Elements*, 2008, v. 4, p. 233—238.
- Park J.W., Campbell I.H., Arculus R.J.** Platinum-alloy and sulfur saturation in an arc-related basalt to rhyolite suite: Evidence from the Pual Ridge lavas, the Eastern Manus Basin // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013, v. 101, p. 76—95.
- Pearson D.G., Woodland S.J.** Solvent extraction/anion exchange separation and determination of PGEs (Os, Ir, Pt, Pd, Ru) and Re-Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS // *Chem. Geol.*, 2000, v. 165, p. 87—107.
- Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schönberg D.** Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // *Geology*, 2008, v. 36, p. 903—906.
- Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D.** Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 287, p. 194—204.
- Pretorius W., Chipley D., Kysor K., Helmstaedt H.** Direct determination of trace levels of Os, Ir, Ru, Pt and Re in kimberlite and other geological materials using HR-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2003, v. 18, p. 302—309.
- Puchtel I.S., Humayun M.** Highly siderophile element geochemistry of  $^{187}\text{Os}$ -enriched 2.8 Ga Kostomuksha komatiites, Baltic shield // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 6, p. 1607—1618.
- Puchtel I.S., Humayun M., Campbell A.J., Sproule R.A., Leshner C.M.** Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, № 6, p. 1361—1383.
- Saha A., Basu A.R., Jacobsen S.B., Poreda R.J., Yin Q.-Z., Yogodzinski G.M.** Slab devolatilization and Os and Pb mobility in the mantle wedge of the Kamchatka arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 236, p. 182—194.
- Savelyev D.P., Kamenetsky V.S., Botcharnikov R.E., Danyushevsky L.V., Kamenetsky M.B., Park J.-W., Portnyagin M.V., Krasheninnikov S.P., Zelenski M.E.** Immiscible sulfide melts in primitive

oceanic magmas: evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia) // Amer. Miner., 2018, v. 103, p. 886—898.

**Savelyeva O., Palesskiy S., Savelyev D.** PGE in carbonaceous beds in the Cretaceous carbonate-siliceous section of the Kamchatskiy Mys Peninsula (Russia) // Goldschmidt Abstracts, 2015, 2779.

**Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.I. Narry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

**Tatsumi Y., Oguri K., Shimoda G.** The behaviour of platinum-group elements during magmatic differentiation in Hawaiian tholeiites // Geochem. J., 1999, v. 33, p. 237—247.

**Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A.** Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // Can. Miner., 2009, v. 47, p. 1057—1074.

**Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 11—30.

**Zelenski M., Kamenetsky V.S., Mavrogenes J.A., Danyushevsky L.V., Matveev D., Gurenko A.A.** Platinum-group elements and gold in sulfide melts from modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka) // Lithos, 2017, v. 290—291, p. 172—188.

**Zhao D.** Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep earth dynamics // Phys. Earth Planet. Inter., 2004, v. 146, p. 3—34.

*Поступила в редакцию*

*15 февраля 2018 г.*