

## ГЕОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ

*Т.А. Емельянова\**, *Е.П. Леликов\**, *В.Т. Съедин\**, *В.И. Нарыжный\*\**

*\*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

*\*\* Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

На основании изучения вещественного состава и радиоизотопных определений возраста вулканогенных пород Охотского моря выделено семь возрастных комплексов: позднеюрский, раннемеловой, поздне-меловой, эоценовый, позднеолигоценый, позднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Все они объединяются в две группы: позднемезозойскую и кайнозойскую, каждая из которых отражает определенный этап развития Охотоморского региона. Позднемезозойские вулканиты, аналогичные вулканитам Охотско-Чукотского вулканогена, участвуют в строении фундамента возвышенностей внутренней части моря, а плиоцен-плейстоценовые – близки породам субщелочной серии Курильской дуги подводных вулканов ее тыловой зоны и отражают этапы тектоно-магматической активизации и рифтогенеза, которые привели к разрушению континентальной окраины и образованию рифтогенных прогибов. Геохимические особенности вулканитов указывают на влияние сиалического субстрата на формирование исходной магмы и свидетельствуют о заложении впадины Охотского моря на континентальной коре раздробленной окраины Азиатского континента.

**Ключевые слова:** вулканогенные породы, радиоизотопный возраст, геохимия, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Окраинные моря являются важным элементом зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, в геологии которых имеется целый ряд дискуссионных вопросов, в частности, проблемы происхождения впадин этих морей, времени их формирования, состава и характера земной коры, на которой закладывались и развивались структуры этих морей. В решении этих вопросов основную роль играет изучение магматических процессов, как основных показателей энергетической активности земных недр, формирующих главные тектонические элементы зоны перехода.

Охотское море занимает особое положение среди окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Оно распространяется вглубь Азиатского континента и характеризуется наличием обширного переуглубленного шельфа, который составляет около 90 % его территории. Изучением пород складчатого фундамента Охотского моря занимались многие исследователи на протяжении нескольких десятилетий [6, 8, 10, 17–19, 21–23]. Однако единого мнения о его строении, истории геологического развития и происхождении Охотского

моря до настоящего времени не существует. Высказываются самые полярные точки зрения на формирование его структур: от их заложения на древнем докембрийском основании [7, 10] до полного отрицания возможности продолжения каких-либо структур Евразийского континента в пределы морского дна [4]. В последней работе предполагается, что Охотское море покрывает океаническое вулканическое плато, имеющее гомогенное строение. Основными причинами различных точек зрения на проблему строения фундамента являются отсутствие в акватории моря скважин глубоководного бурения, а также недостаточно детальное изучение имеющегося каменного материала.

Авторами проведено детальное изучение вещественного состава пород фундамента Охотского моря с использованием современных аналитических методов. При этом основное внимание уделено характеристике вулканитов, которые играют важную роль для понимания процессов формирования и эволюции окраинных морей. Основой для изучения явились образцы из коллекции ИМГиГ ДВО РАН (21, 28, 31-ый рейсы НИС "Пегас"). Также использован каменный материал, полученный в экспедициях ТОИ

ДВО РАН (37 и 39-ый рейсы НИС "Первенец") и в рейсах по совместному российско-германскому проекту КОМЕХ (НИС "Академик М. Лаврентьев", 1996–2002 г. г.).

Основными задачами настоящей статьи является всесторонняя характеристика вулканитов, выделение и обоснование среди них разновозрастных комплексов, их сравнение с вулканитами окружающей суши с целью выяснения связи континентальных и морских структур, определения геодинамической позиции последних и состава земной коры охотоморской впадины.

### Общие представления о геологическом строении дна Охотского моря

**Геофизические данные.** Мощность земной коры Охотского моря почти повсеместно составляет 28–32 км, сокращаясь до 24 км во впадине Дерюгина и до 15 км в Курильской котловине [30]. Она состоит из нижнего или "базальтового", промежуточного ("гранитного") и верхнего – осадочного слоев. Нижний слой характеризуется граничной скоростью в кровле от 6,8 до 7,2 км/с, а промежуточный – сейсмическими скоростями 5,8 – 6,4 км/с [36]. Мощность его резко меняется от 16 км под возвышенностями центральной части моря до 2 км в прогибах (впадина Дерюгина, прогиб Шелехова). По мощности и скоростному разрезу второй слой коры подводных возвышенностей Охотского моря вполне сопоставим со вторым слоем коры континентального типа.

Земная кора Курильской котловины отличается сокращенной мощностью (граница Мохо проходит на 11–13 км ниже уровня моря) и имеет трехчленное строение: осадочная толща мощностью 3–4 км ( $V = 1,7\text{--}4,2$  км/с), промежуточный слой мощностью 0,5–1,5 км ( $V = 4,5\text{--}5,0$  км/с) и нижний слой ( $V = 6,4\text{--}7,2$  км/с) мощностью свыше 5 км [3, 9]. Магнитные и гравиметрические данные указывают на гетерогенное строение фундамента Охотоморской плиты. Интерпретация магнитного поля с учетом магнитных свойств пород различного состава свидетельствует о широком распространении на подводных возвышенностях, наряду с породами основного состава, кислых и туфогенных пород.

Выходы коренных пород промежуточного слоя на поверхность морского дна обычно подтверждаются сейсмоакустическими данными (МОВ ОГТ, НСП). В частности, на возвышенности Академии наук и банке Кашеварова расположение станций, где драгированы коренные породы совпадает с выходами акустического фундамента [25], установленного по данным непрерывного сейсмопрофилирования [37].

**Геологические данные.** Все возвышенности внутренней части Охотского моря сложены одним и тем же набором пород, среди которых отмечаются метаморфические, осадочные, интрузивные и вулканогенные образования. Несмотря на типовое разнообразие, все породы относятся к калий-натровой серии и наследуют черты наиболее древних метаморфических пород. Выдержанность минералогических и химических параметров отмечается и внутри различных типов пород. Например, гранитоиды являются близкими по составу породами и относятся к габбро-гранитной ассоциации и производным андезитовой магмы. Метаморфические образования Охотского моря принадлежат к калий-натровой серии, исходными породами для которых являлись вулканиты островодужного типа [22]. Все вулканические породы Охотского моря формируют единую ассоциацию и обладают геохимическими особенностями, характерными для магматизма областей развития континентальной коры. Наблюдается полное отсутствие экзотических пород среди поднятого каменного материала, таких как метаморфические образования натровой серии и кремнистые породы, широко развитые на Сахалине и Камчатке. Это было бы вряд ли возможно при транспортировке каменного материала сезонными льдами с окружающей суши. Также не были подняты вулканиты океанического типа.

Геохимические особенности и изотопный состав плейстоценовых вулканитов, слагающих подводный вулкан Геофизиков в северо-восточной части Курильской котловины, указывают на влияние сиалического субстрата при генерации магмы и могут служить доводом для обоснования континентальной природы фундамента этой котловины [32, 38].

Изложенные данные позволяют считать, что геологические комплексы дна Охотского моря имеют континентальную природу, и образцы горных пород, поднятые при драгировании с крупных возвышенностей, представляют собой материал местного происхождения, позволяющий характеризовать геологическое строение дна Охотского моря.

### Структурно-вещественные комплексы\*

В геологическом строении дна моря участвуют разнообразные по происхождению и возрасту метаморфические, терригенные, интрузивные и вулканогенные породы [15]. Эти породы слагают блоки, которые выходят во внутренней его части в виде возвышенностей – Ионы, Кашеварова, Охотского свода,

---

\* ) Кайнозойские осадочные комплексы в данной статье не рассматриваются.

Института океанологии и Академии наук. Многочисленные впадины, желоба и прогибы выполнены кайнозойскими осадочными отложениями различной мощности.

**Метаморфические породы.** На банке Кашеварова установлены амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и кварц-биотит-мусковитовые сланцы, которые сформировались в умеренно глубинных условиях при  $T = 524\text{--}560^\circ\text{C}$  и давлении  $P = 6,0\text{--}7,5$  кбар. Здесь же обнаружены биотит-кордиеритовые роговики, филлиты, зеленокаменноизмененные эффузивы с возрастом 313,4 и 218,1 млн лет. На возвышенности Института океанологии обнаружены биотит-роговообманковые гнейсы и гранат-кварц-мусковитовые микросланцы. На Охотском своде и возвышенности Академии наук подняты биотит-хлоритовые, амфибол-хлорит-эпидотовые сланцы и метаэффузивы [22].

**Осадочные породы.** Среди них преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, для которых характерны угловатые и слабо окатанные обломки гранитов и метаморфических пород, а также плохая сортировка обломочного материала, свидетельствующие о близости источников сноса и высокой скорости осадконакопления. Мезозойский возраст толщ определен на основании находок фауны поздне триасового (норийского) возраста в образцах осадочных пород, поднятых с юго-западного склона банки Кашеварова [5]. Осадочные толщи прорваны интрузиями поздне меловых гранитоидов.

**Интрузивные породы.** Представлены гранитоидами, которые по радиоизотопным данным подразделяются на два комплекса: позднеюрский (179,4–138 млн лет) и меловой (138–72 млн лет) [23].

Гранитоиды позднеюрского комплекса, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и граносиенитами, имеют ограниченное распространение на банке Кашеварова и возвышенности Академии наук. Гранитоиды мелового комплекса известны на всех возвышенностях Охотского моря. Среди них наибольшим распространением пользуются кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. Значительно реже встречаются габбро, габбро-диабазы и диориты (банка Кашеварова и островной склон Сахалина), а также монзониты (возвышенность Академии наук).

Все гранитоиды обладают общими петрографическими и геохимическими чертами и относятся к породам калий-натровой серии. Их формирование происходило в гипабиссальных условиях становления массивов, при давлении 0,25–2,32 кбар и температуре – 700–730°.

**Вулканические породы** широко распространены в пределах Охотского моря. Они участвуют в геологическом строении крупных возвышенностей, а также слагают отдельные вулканические постройки, небольшие хребты и острова, приуроченные к тыловой зоне Курильской дуги (рис.1). Им и будет уделено далее основное внимание.

### Принципы выделения вулканогенных комплексов

Особенности геологических исследований морского дна не позволяют наблюдать характер залегания геологических тел, оценивать площадь их распространения и устанавливать взаимоотношения между различными типами пород. Поэтому основное внимание при таких исследованиях следует уделять всестороннему изучению образцов различными методами и сопоставлять эти результаты с данными по геологическим комплексам окружающей суши и эталонными типами пород основных структур Земли. При изучении вулканитов нами учитывались объемы типов пород; определялся характер и интенсивность вторичных изменений; использовались результаты изотопных определений возраста; выполнялось петрографическое, химическое изучение состава пород и минералов; привлекались геофизические данные и, наконец, проводилось сравнение вулканитов Охотского моря с породами окружающей суши. За основу разделения вулканических пород Охотского моря на комплексы были приняты данные по изотопному датированию и особенности минералогического и химического состава пород. Результаты определения возраста приведены в таблице 1.

При детальном петрографическом изучении охотоморских вулканитов были обнаружены две группы пород с различным характером вторичных изменений. Большая часть вулканогенных пород Охотского моря характеризуется слабыми региональными (хлоритизация стекла) и интенсивными (до 45 %) поствулканическими вторичными изменениями (эпидотизация, хлоритизация, актинолитизация, карбонатизация, окварцевание, ороговикование и серицитизация). Меньшая часть вулканитов представлена породами кайнотипного облика, которым свойственны свежее неизмененное вулканическое стекло черного или светло-коричневого цвета, слабая смектитизация и цеолитизация.

Особую трудность и одновременно важность представлял этап исследования и разделения на комплексы поздне мезозойских вулканогенных пород Охотского моря. Их изучение показало, что 70 % этих пород составляют кислые вулканиты, представленные дацитами, риолитами, их туфами, часто спек-

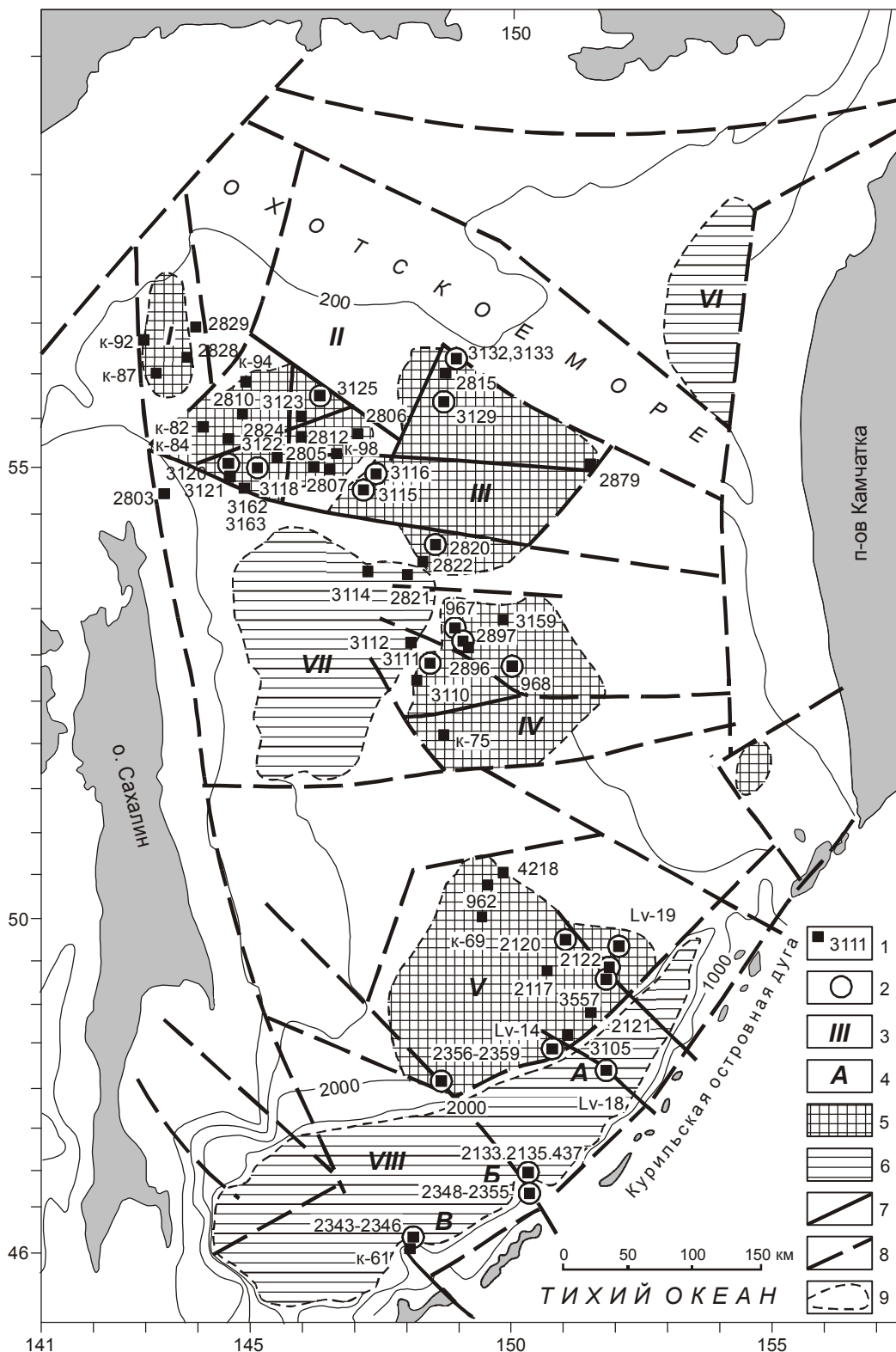


Рис. 1. Схема расположения станций драгирования вулканогенных пород Охотского моря.

1, 2 – станция драгирования и ее номер: позднемезозойских (1) и кайнозойских (2) вулканитов; 3 – морфоструктуры: банки Ионы (I) и Кашеварова (II), Охотский свод (III), возвышенности Института океанологии (IV) и Академии наук (V); впадины: Тинро (VI), Дерюгина (VII), Курильская (VIII); 4 – вулканы: А – Геофизиков, Б – Вавилова и Обручева, В – Бабкина; 5 – возвышенности, 6 – впадины и котловины; 7, 8 – разломы: 7 – установленные, 8 – предполагаемые; 9 – контуры морфоструктур.

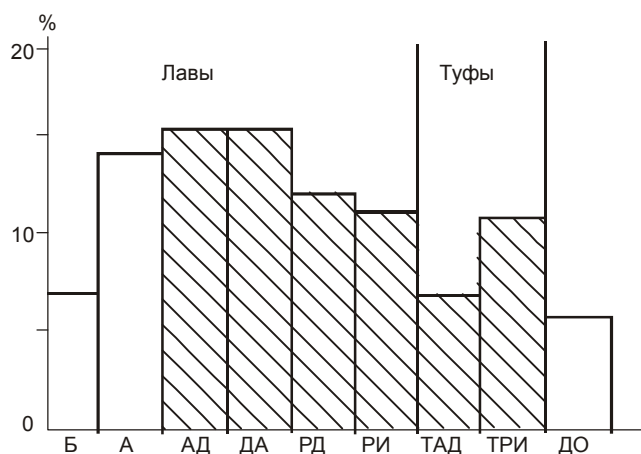
Таблица 1. Радиоизотопное определение возраста вулканитов Охотского моря.

№	№ пробы	Широта	Долгота	Глубина, м	K%±σ, %	<sup>40</sup> Ar <sub>рад</sub> ±σ, нг/г	Возраст±1,6σ, млн лет
1	3120-54	55 17,3	144 44,1	500-460	1,26	1,64679	179,4
2	3125-27	55 47,6	146 09,8	240-210	1,34	1,43018	147,8
3	2120-67	49 39,2	151 26,7	1950	-	-	149,0
4	27-14-109	48° 29,3'	151° 02,1'	3050-2540	0,450±0,015	3,8±0,1	118±6
5	27-14-3	-	-	-	0,116±0,005	0,75±0,02	91±6
6	2122-2	49° 25,6'	151° 55,6'	1200	0,75±0,015	5,8±0,2	107±5
7	3116-24	54° 54,6'	147° 07,5'	800-550	0,92±0,015	6,3±0,2	97±4
8	3110-16	52° 52,5'	148° 38,6'	1220-1050	1,38±0,02	9,1±0,3	93±3
9	3110-40	-	-	-	1,75±0,02	9,3±0,3	75±3
10	3105-9	48° 41,0'	151° 10,0'	2200-2100	1,62±0,02	7,9±0,25	68±3
11	4218-50	56° 10,0'	149° 48,0'	140	-	-	57±2,3
12	2122-22	49° 25,6'	151° 55,6'	1200	1,90±0,02	6,8±0,2	51±2,5
13	3133-1	56° 12'	149°15,5'	235	0,95±0,02	3,15±0,10	47±2,5
14	3133-3	-	-	-	1,13±0,015	3,6±0,15	46±3
15	3157-13	49° 25,5'	151° 57,3'	1450-1250	1,17±0,015	3,8±0,15	46±3
16	3111-1	52° 55,1'	148° 40,8'	1220-1160	1,82±0,02	5,60±0,15	44±2,5
17	3118-19	55° 00,5'	145° 09,6'	1000-800	1,38±0,02	3,65±0,15	39±2,5
18	3125-21	55° 47,6'	146° 09,8'	240-210	0,71±0,015	1,25±0,05	25,2±1,8
19	3115-2	54 52,5	147 07,8	570-520	1,18	0,09714	11,9
20	27-19-2	49° 39,8'	152° 09,6'	1500-1300	0,74±0,015	0,21±0,02	4,1±0,4
21	27-19-10	-	-	-	0,79±0,02	0,18±0,01	3,3±0,3
22	2357-8	47°55,0'	148° 02,0'	2700-2900	1,50±0,02	0,28±0,01	2,7±0,3
23	2357-5	-	-	-	1,09±0,02	0,19±0,01	2,6±0,3

*Примечание.* Обр. 1–2, 11, 17–18 – банка Кашеварова; 3-6, 10, 12, 15 20–23 – возвышенность Академии наук; 7, 13, 14, 19 – Охотский свод; 8, 9, 16 – возвышенность Института океанологии. 1, 15 – дациты; 2, 5, 6, 17, 18, 22 – андезиты; 3, 13, 14, 20, 21, 23 – андезибазальты; 4 – долериты; 7, 19 – базальты; 8, 11 – риодациты; 9, 10 – туфы андезито-дацитов; 12 – андезидациты; 16 – трахидациты. Возрастные комплексы: 1–3 – позднеюрский, 4, 6, 7, 17 – ранне-меловой; 5, 8–10 – поздне-меловой; 11–17 – палеоцен–эоценовый, 18 – олигоценый, 19 – позднемиоценовый, 20–23 – плиоцен–плейстоценовый. Анализы выполнены: 1–3, 19 – в лаборатории Приморского геологического управления, остальные в ИГЕМ РАН (1999–2002 г.г.).

шимися вплоть до игнимбритов. Остальная часть пород представлена базальтами, андезитами (их туфами) и долеритами (рис. 2). Значительное количество кислых пород и пирокластики среди поздне-мезозойских образований Охотского моря навело на мысль о параллелизации этих пород с одновозрастными вулканитами Охотско-Чукотского вулканогена. По аналогии с вулканогеном, в котором ранне-меловые базальтовые и андезитовые формации предшествуют вспышке поздне-мелового кислого вулканизма [2, 29, 33], среди поздне-мезозойских вулканитов Охотского моря были выделены ранне-меловой базальт-андезитовый и поздне-меловой дацит-риолитовый комплексы. Это разделение подтверждается имеющимися радиоизотопными определениями возраста вулканитов (табл. 1).

Породы ранне-мелового базальт-андезитового комплекса проявляют близкие свойства с вулкани-



**Рис. 2.** Распределение типов поздне-мезозойских вулканогенных пород Охотского моря.

Б – базальты, А – андезиты, АД – андезидациты, ДА – дациты, РД – риодациты, РИ – риолиты; ТАД – туфы андезито-дацитов, ТРИ – туфы риолитов; ДО – долериты. Штриховыми линиями выделены породы кислого состава.

ческими образованиями формаций высокоглиноземистых базальтов и андезитовой, а позднемелового дацит-риолитового комплекса – с породами игнимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканогена [2, 20]. Наличие кайнозойских вулканических пород на территории Охотского моря было подтверждено новыми радиоизотопными определениями возраста, на основании которых кайнозойские вулканисты разделяются на эоценовый, позднеолигоценый, позднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы (табл. 1).

Таким образом, радиоизотопные определения возраста и сравнительный анализ с Охотско-Чукотским вулканогеном, позволяет выделить среди вулканических пород Охотского моря 7 возрастных комплексов: позднеюрский (179–142 млн лет), раннемеловой (130,3–97±4 млн лет), позднемеловой (96±6–69±3 млн лет), эоценовый (51±2,3–37,2 млн лет), позднеолигоценый (25 млн лет), позднемиоценовый (11,9 млн лет) и плиоцен-плейстоценовый (4,1±0,4–0,932 млн лет).

### Петрографическая характеристика вулканитов

**Позднеюрский комплекс.** Образования этого возраста представлены вулканитами, которые имеют незначительное распространение и встречаются в виде единичных образцов на возвышенности Академии наук (ст. 2120) и банке Кашеварова (ст. 3120, 3121). На обеих возвышенностях в составе комплекса преобладают андезибазальты, а на банке Кашеварова к нему отнесены также андезиты и андезидацинты. Позднеюрские образования характеризуются набором вторичных минералов, свойственным для всех позднемезозойских вулканических пород. Однако уровень этих изменений значительно ниже (5–15 %).

*Двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты* представляют собой породы с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники (40–45 %) представлены плагиоклазом ( $An_{38}$ ) – 50–55 %, клинопироксеном – 15 %, ортопироксеном – 8 %, магнетитом (5 %) и апатитом, а основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, магнетита и вулканического стекла – 15–18 %.

*Роговообманково-плагиоклазовые андезиты и андезидацинты* состоят из плагиоклаза ( $An_{52}$ ) – 40–45 %, роговой обманки – 15 %, вулканического стекла – 15–20 %, магнетита (3 %) и апатита. Порфиновые выделения (20–25 %) представлены плагиоклазом и роговой обманкой, а основная масса сложена микролитами плагиоклаза, магнетита и вулканическим стеклом. Андезидацинты отличаются от андезитов более кислым плагиоклазом ( $An_{30}$  и  $An_{45}$ ), большей сте-

пенью раскристаллизации стекла с образованием микрофельзитового кварц-полевошпатового агрегата и большим количеством магнетита (до 10 %) и апатита (1 %).

**Раннемеловой комплекс.** Вулканические породы этого комплекса имеют широкое распространение и встречаются на всех возвышенностях Охотского моря. Эти породы представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, андезидацинтами и долеритами. Вторичные изменения выразились в развитии эпидота, хлорита, актинолита, карбоната и кварца, а интенсивность изменений колеблется от 10 до 35 %.

*Клинопироксен-плагиоклазовые базальты* (ст. 27–14, 2122) возвышенности Академии наук сложены плагиоклазом ( $An_{60}$ ) – 35–45%, клинопироксеном – 5–25%, хлоритизированным вулканическим стеклом – 15–25 %, ильменитом и магнетитом (10 %). Толеитовая основная масса состоит из лейст плагиоклаза, клинопироксена, ильменита и вулканического стекла.

*Оливин-пироксеновые базальты* возвышенности Института океанологии (ст. 3112, 3159) сложены вкрапленниками (50 %) оливина, клинопироксена, плагиоклаза ( $A_{53-57}$ ) и рудного минерала, погруженными в основную массу, состоящую из стекла и микролитов клинопироксена и плагиоклаза.

*Оливин-плагиоклазовые базальты* Охотского свода (ст. 2879, 2815) – субафировые породы с вкрапленниками (10%) оливина, плагиоклаза и толеитовой основной массой, состоящей из лейст плагиоклаза и вулканического стекла. Отмечаются брекчиевидные разности базальтов (ст. 3129, 3116) и литокристаллокластические туфы основного состава (ст. 3129). На этой же возвышенности встречаются *клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые андезибазальты* (ст. 3129) и *андезиты* (ст. 2820, 3129, 3132) – порфировые породы, состоящие из плагиоклаза ( $An_{35-48}$ ) – 30–55 %, роговой обманки – 5–15%, клинопироксена – 8 %, оливина – 5% и вулканического стекла – 8–15 %. Вкрапленники составляют 10–30% и сложены всеми вышеперечисленными минералами, основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и роговой обманки, погруженных в вулканическое стекло.

На банке Кашеварова вулканиты слагают обширные области и представлены лавами и кластолавами базальтов, андезибазальтами (их туфами), андезитами и андезидацинтами.

*Лавы* (ст. К-82, 3122, 3125, 3163) и *кластолавы* (ст. 926, 3118, 3121) *базальтов*. Первые представлены субафировыми разностями, состоящими из плагиоклаза – 20–50 %, темноцветного минерала, замещенного эпидотом и хлоритом, а также вулканичес-

кого стекла и магнетита (3 %). Единичные вкрапленники погружены в гиалопилитовую основную массу, сложенную микролитами плагиоклаза и стеклом. *Кластолавы* состоят из обломков (70–80 %) клинопироксен-плагиоклазовых базальтов и плагиоклазов, сцементированных пузыристой (50 %) стекловатой базальтовой лавой, по которой развиваются вторичные минералы.

*Двупироксен-амфибол-плагиоклазовые андезит-базальты* (ст. 3122, 3125) – породы с флюидальной текстурой. Состоят из плагиоклаза ( $An_{42-48}$ ) – 50–55 %, клинопироксена – 10–15 %, ортопироксена – 5–8 %, роговой обманки, магнетита (5 %) и апатита. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых развиты клинопироксен, титаномагнетит и вулканическое стекло (8–10 %).

*Псаммитовые литокристаллокластические туфы андезитбазальтов* (ст. К-82, 3125) состоят из обломков (55–90 %) плагиоклаза ( $An_{55}$  и  $An_{66}$ ) – 15–40 %, роговой обманки – 7–10 %, клинопироксена – 8 %, оливина – 3 %, базальтов – 5–20 % и андезитов – 10 %. Связующая масса представляет собой расплывленное пепловое вещество.

*Амфибол-плагиоклазовые андезиты и андезидациты* (ст. 3123, 3121). Андезиты состоят из вкрапленников (20–25 %) плагиоклаза ( $An_{38}$ ) – 40–45 % и роговой обманкой – 15 %. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, магнетита (3 %) и вулканического стекла (15–20 %). Аналогичные андезиты развиты на возвышенности Академии наук (ст. 2122). *Андезидациты* отличаются от андезитов более кислым плагиоклазом ( $An_{30-45}$ ), наличием в основной массе кварц-полевошпатового агрегата и более интенсивными вторичными изменениями (15–20 %).

*Долериты* (ст. 3118, 3121, 3122) сложены плагиоклазом ( $An_{54-58}$ ) – 50–60 %, клинопироксеном – 10–20 %, иногда оливином – 0–10 %, магнетитом – 5–10 %, апатитом и вулканическим стеклом. Аналогичные долериты встречаются на Охотском своде (ст. 3114, 3116, 3129, 3133) и характеризуются наличием роговой обманки и более кислым составом плагиоклаза ( $An_{30}$ ).

**Позднемеловой комплекс.** Вулканисты этого комплекса составляют около 70% вулканогенных пород акустического фундамента Охотского моря и развиты на всех его возвышенностях. Породы представлены лавами и туфами преимущественно кислого состава. Среди туфов часто встречаются спекшиеся разности и игнимбриты. Все разновидности пород характеризуются интенсивными вторичными изменениями (10–45 %). Вторичные минералы включают эпидот, хлорит, актинолит, карбонат, кварц, серицит,

в ороговикованных разностях – биотит, кордиерит, андалузит, магнетит, сульфиды.

*Двупироксен-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые андезидациты* развиты на возвышенности Академии наук (ст. 27-14, 27-19, 962) и Охотском своде (ст. 3115, 3129). Породы сложены плагиоклазом ( $An_{28-35}$ ) – 30–60 %, роговой обманкой – 5–10 %, клинопироксеном – 5–8 % и ортопироксеном – 3–5 %. Основная масса состоит из микролитов (60%) плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки и вулканического стекла, раскристаллизованного в кварц-полевошпатовый агрегат.

*Амфибол-плагиоклазовые дациты* распространены на возвышенности Академии наук (ст. 27-19, 962, 2122, 2358, 3157), Охотском своде (ст. 3129, 3132, 3133) и банке Кашеварова (ст. 2806, 3119, 3120, 3122, 3163). Породы состоят из плагиоклаза – 35–45 %, роговой обманки – 10–15 %, клинопироксена – 0–10 %, магнетита – 2–5 %, кварца – 0–5 % и микропйкилитовой кварц-полевошпатовой основной массы.

*Амфибол-плагиоклазовые риодациты* возвышенностей Кашеварова (ст. 3118, 3119, 3125) и Института океанологии (ст. 3110) представляют собой порфириновые породы, состоящие из плагиоклаза ( $An_{20}$  и  $An_{37}$ ) – 30–35 %, калишпата – 5–30 %, кварца – 10–25 %, магнетита – 5–12 %, роговой обманки – 0–5 %, а также апатита и циркона. Основная масса сложена микрофельзитовым кварц-полевошпатовым агрегатом.

*Биотит-роговообманковые риолиты* установлены на возвышенностях Кашеварова (ст. 3121), Академии наук (ст. 27-19, 962, 2122, 2358, 2359, 3157, 3158) и Охотском своде (ст. 3116, 3129, 3132). Породы состоят из плагиоклаза ( $An_7$  и  $An_{15}$ ) – 25–40 %, кварца – 10–20 %, калишпата – 5–15 %, биотита – 5–10 %, роговой обманки до 8 %, а также сфена, магнетита (5 %), апатита (1 %) и циркона. Основная масса сложена микрофельзитовым кварц-полевошпатовым агрегатом.

*Спекшиеся псаммитовые литокристаллолит-рокластические туфы риолитов* встречаются на возвышенностях Кашеварова (ст. 3120, 3122), Института океанологии (ст. 3111), Академии наук (ст. 27-14, 27-19, 962, 2356) и Охотском своде (ст. 3114, 3120, 3122, 3129). Породы состоят из обломков (35–50 %) плагиоклаза ( $An_{17-10}$  и  $An_{28}$ ) – 15–20%, кварца – 10–12 %, роговой обманки – 5–8 %, биотита – 3–7 %, реже калишпата, клинопироксена, а также риолитов, андезитов и гранодиорит-порфириров. Связующая масса представлена спекшимися пепловыми частицами причудливой формы. На Охотском своде отмечаются

пепловые туфы (ст. 3114), на возвышенности Академии наук – *игнимбриты* (ст. 27-14, 2356). Последние сложены обломками (20–25 %) плагиоклаза ( $An_{33}$ ), кварца и риолитов и содержат фьямме (10 %), обуславливающие игнимбритовую структуру.

Значительно реже в составе позднемелового комплекса встречаются базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы и долериты.

*Клинопироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты* (ст. 3105) состоят из плагиоклаза ( $An_{55-60}$ ) – 40–45 %, клинопироксена – 5–10 %, вулканического стекла – 15–20 %, магнетита – 8 %. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксена и вулканическим стеклом.

*Лавы* (ст. 27-19) и *туфолавы* (ст. 2356) *амфибол-плагиоклазовых андезитов*. Лавы содержат вкрапленники плагиоклаза ( $An_{50-57}$ ) – 50–55 % и роговой обманки – 7–12 %, а также магнетит (10–12 %) и апатит. Туфолавы состоят из обломков (15–40 %) плагиоклазов, хлоритизированных темноцветных минералов, андезитов, дацитов и риолитов. Связующая масса, представленная лавой среднего состава, включает микролиты плагиоклаза, магнетит и вулканическое стекло.

*Псаммитовые лито- и витролитокристаллокластические туфы базальтов и андезитов* развиты на возвышенностях Академии наук (ст. 27-14, 27-19, 962, 3105), Кашеварова (ст. 3121, 3125, 3163) и Охотском своде (ст. 3114, 3115, 3116, 3129, 3132). Породы состоят из обломков (55–65 %), представленных плагиоклазом ( $An_{40}$ ) – 20–25 %, клинопироксеном – 8 %, кварцем – 0–3 %, роговой обманкой и оливином, а также дацитами – 10–15 %, андезитами и базальтами. Связующий субстрат – пепловый материал, иногда раскристаллизованный в мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат. На возвышенности Института океанологии (ст. 967, 2896, 3110) эти породы подвержены процессам ороговикования с развитием кордиерита (до 10 %) и андалузита.

**Эоценовый комплекс.** Вулканы этого возраста установлены на всех возвышенностях Охотского моря, где они слагают небольшие участки, приуроченные к зонам разломов. Наиболее широко в составе комплекса развиты андезибазальты и андезиты, реже встречаются базальты, андезидациты, дациты (трахидациты) и риолиты. Породы этого комплекса характеризуются наличием свежего вулканического стекла и слабыми (3–7 %) вторичными изменениями (цеолитизацией, окварцеванием, смектитизацией и др.).

*Андезибазальты и андезиты* распространены на Охотском своде (ст. 2820, 3115, 3129, 3132, 3133)

и банке Кашеварова (ст. 3118). Андезибазальты представляют собой массивные или пористые породы с гиалопилитовой или толеитовой основной массой, сложенные плагиоклазом ( $An_{60-76}$ ) – 30–60 %, клинопироксеном – 10–30 %, титаномагнетитом (8 %). Породы подразделяются на *амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые* и *оливин-двупироксен-плагиоклазовые* разновидности. В первых присутствует оливин – 3–10 % и амфибол – 7–15 %, во вторых – вместо амфибола развит ортопироксен – 3–5 %. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетитом и вулканическим стеклом 8–15 %. *Клинопироксен-плагиоклазовые андезиты* (ст. 3118) обладают флюидальной текстурой и сложены плагиоклазом ( $An_{65}$ ) – 55–65 %, клинопироксеном – 15 %, титаномагнетитом – 2 % и вулканическим стеклом – 10–15 %.

*Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты* подняты на нескольких станциях возвышенности Института океанологии (ст. 967, 968, 2897). Эти породы состоят из плагиоклаза ( $An_{58}$ ) – 30–50 %, клинопироксена – 10–15 %, оливина – 10 %, стекла – 10–20 %, титаномагнетита (5–10%) и сфена. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксена и вулканическим стеклом. Здесь же установлены единичные обломки *роговообманково-плагиоклазовых трахидацитов* (ст. 3111) с трахитоидной основной массой и флюидальной текстурой, состоящие из зонального плагиоклаза ( $An_{54}$  и  $An_{42}$ ) – 60 % и роговой обманки – 5–10 %. Основная масса представлена лейстами плагиоклаза, окруженными каймой из анортоклаза – 10 %.

*Андезидациты и дациты* обнаружены на Охотском своде (ст. 2820, 3129, 3132) и возвышенности Академия наук (ст. 2122, 3157). Породы представлены *амфибол-плагиоклазовыми* и *двупироксен-плагиоклазовыми* разновидностями. Андезидациты характеризуются порфировой структурой и состоят из плагиоклаза ( $An_{43-45}$ ) – 50–55 %, роговой обманки – 10% и титаномагнетита (10 %). В двупироксеновых разновидностях появляется клинопироксен – 8–12 % и ортопироксен – 5–10 %. Основная масса андезидацитов сложена микролитами плагиоклаза, лейкоксеном и вулканическим стеклом (10–15 %). Дациты отличаются наличием редких вкрапленников кварца – 5–7 % и кварц-полевошпатового агрегата в основной массе.

*Амфибол-полевошпатовые риодациты и кластолавы риолитов* отмечаются на возвышенностях Академии наук (ст. 3157) и банке Кашеварова (ст. 3120). Риодациты характеризуются порфировой структурой (30 %) и микролитовой основной массой.



Во вкрапленниках развиты зональный плагиоклаз (ядро –  $An_{25}$ , края –  $An_{14}$ ) и роговая обманка, в основной массе – анортотоклаз и ортоклаз. Кластолавы риолитов представляют собой брекчиевидные породы с флюидальной текстурой, состоящие из обломков (25–30 %) плагиоклаза – 10 %, кварца – 10 %, биотита – 5 %, клинопироксена и роговой обманки – до 2 %, сцементированных перлитоподобным вулканическим стеклом.

**Позднеолигоценый комплекс.** Вулканиды этого возраста установлены по одному радиоизотопному определению возраста (25 млн лет; табл. 1), который относится к андезитам, развитым на северо-восточном склоне банки Кашеварова.

*Двупироксен-плагиоклазовые андезиты* (ст. 3125) сложены зональным плагиоклазом (ядро –  $An_{62}$ , края –  $An_{44}$ ) – 50–55 %, клино- и ортопироксенами – 20–25 % и магнетитом 5 %. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза ( $An_{44}$ ), зерен клино- и ортопироксенов, погруженных в вулканическое стекло (7–10 %).

**Позднемиоценовый комплекс.** Вулканические породы этого комплекса также выделены на основании одного определения возраста (11,9 млн лет), который относится к образцу базальтов с западного склона Охотского свода (ст. 3115).

*Оливин-двупироксен-плагиоклазовые базальты* сложены плагиоклазом ( $An_{68}$ ) – 40–45 %, клинопироксеном – 25–30 %, ортопироксеном – 5–10 %, оливином – 5 %. Основная масса характеризуется толеитовой структурой и состоит из лейст выщеперечисленных минералов и вулканического стекла (8–10 %).

**Плиоцен-плейстоценовый комплекс.** Вулканические образования этого комплекса слагают многочисленные вулканы по обрамлению Курильской котловины. В состав комплекса входят породы тыловой зоны Курильской дуги [1, 28], вулкана Геофизиков [32] и южного склона возвышенности Академии наук [13, 24, 31].

На южном склоне возвышенности Академии наук плиоценовые вулканиды представлены андезибазальтами и андезитами, реже базальтами. Породы характеризуются кайнотипным обликом, свежим вулканическим стеклом и слабыми (3–10 %) низкотемпературными изменениями (цеолитизацией и смектитизацией).

*Лавы и кластолавы оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтов* (ст. 2357, 2359). Лавы характеризуются пористой (10 %) текстурой и гиалопилитовой основной массой. Состоят из плагиоклаза ( $An_{70}$ ) – 50 %, клинопироксена – 10 %, оливина – 7–8 %, титаномагнетита – 8 %, вулканического стекла – 15–20 %. Вкрапленники (30–35 %) представлены выщеперечисленными минералами, а основная масса – микролитами плагиоклаза, титаномагнетитом и вулканическим стеклом. Кластолавы состоят из обломков (25–30 %) базальтов – 15 %, клинопироксена –

содержащая микролиты плагиоклаза ( $An_{57}$ ), клинопироксен и стекло (50 %).

*Двупироксен-плагиоклазовые базальты, андезибазальты* (ст. 27-19, 2357, 2759) и *андезиты* (ст. 2357) состоят из зонального плагиоклаза ( $An_{80}$  и  $An_{67}$ ) – 40–45 %, ортопироксена – 10–15 %, клинопироксена – 8–10 %, магнетита – 3–8 %, образующих вкрапленники (50 %). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, ортопироксена и вулканическим стеклом (20–25 %). В андезитах появляется роговая обманка (3–10 %)

### Петрогеохимическая характеристика вулканитов

Результаты химических анализов позволили определить петрохимические особенности вулканитов Охотского моря, сравнить их с вулканическими породами окружающей суши, выяснить формационную принадлежность и выявить геодинамические условия их формирования (таблица 2).

#### Раннемеловой базальт-андезитовый комплекс.

Преобладающими породами являются андезибазальты и андезиты, аналогичные по своим особенностям породам формаций высокоглиноземистых базальтов и андезитовой Охотско-Чукотского вулканогена [2]. К общим петрохимическим чертам вулканитов этих двух регионов относятся: повышенное содержание глинозема ( $Al_2O_3$ ) – до 18–20 %, преобладание натрия над калием и содержание  $TiO_2$  от 0,57 до 2,0 %.

Позднемеловой дацит-риолитовый комплекс характеризуется преобладанием вулканитов кислого состава и широким развитием туфов. Эти породы аналогичны разновозрастным вулканитам игнимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканогена и обладают общими с ними петрохимическими чертами. С увеличением количества кремнезема в породах комплекса снижается содержание  $Al_2O_3$  (от 18 до 12 %), возрастает сумма щелочей (от 5–6 до 8–10 %) за счет увеличения концентрации  $K_2O$  (от 2 до 5 %), при почти неизменных содержаниях  $Na_2O$  (3–4 %). Среди вулканитов отмечаются высококальциевые риолиты, в которых калий преобладает над натрием.

Сходство химического состава позднемезозойских вулканитов фундамента Охотского моря и разновозрастных пород Охотско-Чукотского вулканогена хорошо иллюстрируется диаграммой “щелочи-кремнезем” [16]. На этой диаграмме фигуративные точки вулканитов Охотского моря попадают в поля раннемеловых формаций высокоглиноземистых базальтов и андезитовой (1) и позднемеловой игнимбритовой формации (2) Охотско-Чукотского вулканогена и отчетливо обособляются от щелочных разновозрастных

Таблица 2. Содержания петрогенных (% массы) и рассеянных (г/т) элементов в вулканитах Охотского моря.

№ проб	3121-1	3163-16	3111-5	3114-6	3112-2	3125-19
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	54,94	58,58	47,60	51,92	52,60	54,62
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,60	1,17	1,47	1,27	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,85	17,34	19,68	16,10	15,54	17,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	3,14	2,40	4,23	6,40	0,20
FeO	6,70	3,57	8,62	4,82	4,87	7,70
MnO	0,11	0,11	0,36	0,16	0,14	0,11
MgO	4,88	3,75	3,75	6,76	4,78	3,60
CaO	7,88	56,73	10,96	7,63	6,84	7,41
Na <sub>2</sub> O	2,50	3,88	2,60	3,71	3,44	3,63
K <sub>2</sub> O	1,40	1,00	0,55	0,90	0,88	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,14	0,30	0,42	0,19	0,27
nmn	1,91	1,29	1,52	1,62	2,79	3,05
H <sub>2</sub> O	0,22	0,19	0,19	0,05	0,72	0,25
Σ	99,43	100,13	99,51	99,74	99,74	99,76
Rb	43	17	9.1	9.0	12	26
Sr	390	680	965	620	460	1200
Ba	430	280	170	240	180	450
Zr	81	79	150	160	75	110
Y	20	14	23	27	25	15
Nb	2,6	1,9	5,2	7,6	1,2	3,7
Co	35	24	49	39	51	33
Ni	41	21	36	100	14	27
Cr	57	24	17	150	2	42
V	220	180	130	170	400	250

№ проб	2122-2	3116-24	3110-16	3105-9	3118-11	3110-40
	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	59,94	63,66	52,48	58,70	65,04	65,12
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,67	0,96	0,70	0,35	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	15,90	17,37	18,93	15,85	15,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,69	2,86	2,93	3,43	2,25	1,39
FeO	3,04	3,32	7,05	1,30	0,40	3,32
MnO	0,18	0,33	0,29	0,08	0,042	0,07
MgO	2,41	2,19	4,76	1,55	0,50	1,54
CaO	5,76	5,27	8,10	3,77	3,20	2,64
Na <sub>2</sub> O	3,75	2,25	2,44	4,86	3,29	4,00
K <sub>2</sub> O	1,65	1,29	1,43	2,17	4,50	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,17	0,25	0,29	0,17	0,12
nmn	2,30	1,53	2,38	3,54	4,77	3,98
H <sub>2</sub> O	0,39	0,05	0,06	0,33	0,05	0,41
Σ	99,27	99,44	100,44	99,32	99,86	100,13
Rb	14	29	42	60	110	47
Sr	495	320	450	850	570	280
Ba	430	390	270	770	630	490
Zr	165	110	83	190	130	160
Y	41	18	20	20	7.0	20
Nb	4,3	3,0	2,8	6,7	3,7	7,8
Co	16	16	31	12	5	11
Ni	10	4	4	8	6	15
Cr	13	29	14	41	18	38
V	49	100	220	145	46	110

Таблица 2. (Продолжение).

№ проб	3129-18	3129-11	3129-17	3111-3	2122-72	3132-6
	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	66,50	70,06	72,06	72,16	72,48	76,22
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,27	0,19	0,24	0,041	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,92	14,33	13,72	13,84	15,14	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	1,26	2,42	0,78	0,88	1,36
FeO	0,96	2,18	0,24	1,57	-	0,44
MnO	0,04	0,06	0,036	0,05	0,001	0,03
MgO	1,25	1,50	0,50	0,88	0,50	0,50
CaO	4,42	2,50	0,75	1,92	1,69	1,35
Na <sub>2</sub> O	4,63	3,60	4,71	3,88	4,43	5,17
K <sub>2</sub> O	1,50	2,98	3,78	3,57	3,67	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,059	0,09	0,025	0,06
nnn	0,98	0,65	1,3	0,84	0,92	0,55
H <sub>2</sub> O	0,86	0,20	0,36	0,19	0,10	0,63
Σ	99,59	99,51	99,27	99,82	99,28	100,17
Rb	68	75	95	71	140	7,5
Sr	310	340	178	240	340	295
Ba	260	760	760	950	850	36
Zr	140	130	300	120	53	100
Y	11	14	28	15	1	16
Nb	3,1	6,3	1,1	6,9	5,6	3,7
Co	8	6	3	2	3	2
Ni	13	7	8	3	4	2
Cr	140	9	14	2	15	4
V	75	27	7	24	4	2

№ проб/окислы	3129-10	3133-3	3133-1	3118-19	2122-22	3157-13
	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	49,42	55,30	56,48	62,22	64,24	65,68
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,92	0,81	0,56	0,82	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,46	16,75	18,19	16,56	16,28	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	3,42	3,89	2,51	2,57	2,03
FeO	4,44	3,66	3,00	2,43	0,57	2,11
MnO	0,13	0,13	0,085	0,08	0,005	0,06
MgO	5,75	5,25	3,48	3,73	1,98	3,61
CaO	8,46	7,69	6,58	5,26	4,09	4,33
Na <sub>2</sub> O	3,12	3,88	4,67	4,00	4,43	4,29
K <sub>2</sub> O	0,30	1,50	1,13	1,67	2,40	1,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,26	0,35	0,22	0,21	0,11
nnn	3,52	0,68	1,26	1,11	1,78	1,02
H <sub>2</sub> O	-	-	0,97	0,53	1,36	0,49
Σ	99,77	99,44	99,92	100,35	99,37	99,81
Rb	2,0	21	12	26	65	46
Sr	730	800	800	570	460	270
Ba	140	450	470	590	410	290
Zr	59	140	150	140	190	140
Y	12	18	16	11	13	9,7
Nb	1,1	4,2	5,0	5,3	5,9	3,2
Co	36	28	20	20	13	15
Ni	37	71	17	51	95	82
Cr	50	120	40	73	360	170
V	180	210	130	94	120	89

Таблица 2. (Продолжение).

№ проб	3111-1	3125-21	2357-5	19-10	19-2	2357-8
	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	69,18	57,00	53,74	55,36	56,78	58,72
TiO <sub>2</sub>	0,42	1,10	0,77	0,84	0,74	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,38	16,68	17,73	17,44	18,76	17,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,93	4,11	2,82	2,66	4,18	2,45
FeO	0,24	3,56	5,18	6,08	4,40	3,24
MnO	0,01	0,088	0,18	0,18	0,23	0,19
MgO	0,52	4,28	4,51	3,83	3,00	2,06
CaO	2,45	6,40	8,85	9,03	7,64	6,40
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,40	3,00	2,44	2,82	3,88
K <sub>2</sub> O	2,20	1,00	1,26	0,80	1,00	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,32	0,38	0,20	-	0,29
nnn	1,58	1,30	1,50	1,84	0,57	2,34
H <sub>2</sub> O	0,57	0,58	0,14	0,050	0,07	0,050
Σ	100,02	100,18	99,0	100,60	100,12	99,69
Rb	48	14	25	15	13	36
Sr	390	430	360	350	360	390
Ba	610	190	410	180	180	490
Zr	210	175	100	110	63	115
Y	8,8	22	25	24	23	25
Nb	5,3	8,8	2,8	3,6	1,1	303
Co	8	24	28	25	15	12
Ni	8	27	22	20	9	8
Cr	27	34	49	29	15	4
V	56	130	200	240	185	62

*Примечание.* Возрастные комплексы: 1–2 – позднеюрский; 3–8 – раннемеловой; 9–18 – позднемеловой; 19–25 – эоценовый; 26 – олигоценный; 27–30 – плиоцен-плейстоценовый. Образцы с возвышенностей: 1, 2, 6, 11, 22, 26 – банки Кашеварова; 4, 8, 13–15, 18–21 – Охотского свода; 3, 5, 9, 12, 16, 25 – Института океанологии; 7, 10, 17, 23, 24, 27–30 – Академии наук. Породы: 3–5, 9, 19 – базальты, 1, 6, 20, 21, 27–29 – андезибазальты, 2, 7, 22, 26, 30 – андезиты, 10 – туф андезита, 8, 23 – андезидациты, 12 – туф андезидацита, 11, 13, 24 – дациты, 14, 25 – риодациты, 15–18 – риолиты. Петрогенные элементы определены «мокрым» химическим методом в Центральной лаборатории Приморской поисково-съёмочной экспедиции (г. Владивосток), рассеянные – элементы рентгено-флюоресцентным методом в Аналитическом центре ГИН РАН (г. Москва).

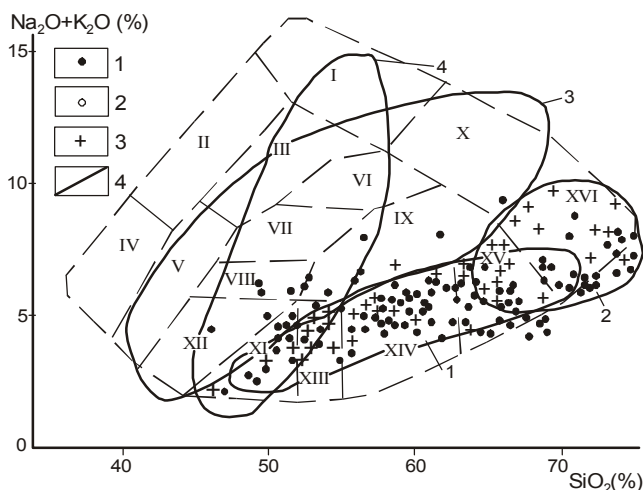
вулканогенных образований Сахалина и Западной Камчатки (рис. 3).

**Эоценовый комплекс.** Породы комплекса формируют ряд от базальтов до риолитов, в котором резко преобладают андезибазальты и андезиты. С ростом кремнезема в вулканитах увеличивается сумма щелочей (от 3 до 6 %) при постоянном преобладании Na<sub>2</sub>O (3–4 %) над K<sub>2</sub>O (1,13–2,3 %). Более основные разновидности комплекса характеризуются низким уровнем титанистости (TiO<sub>2</sub> менее 1,1 %) и высоким – глиноземистости (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 20–16 %).

Эоценовые вулканиты Охотского моря по набору пород и их петрохимическим свойствам отличаются от палеогеновых вулканогенных пород Охотско-Чукотского вулканогена, в пределах которого по-

роды этого возраста представлены основными и кислыми образованиями контрастной формации.

**Плиоцен-плейстоценовый комплекс.** Его породы образуют вулканические постройки по обрамлению Курильской котловины. Плиоценовые вулканиты южного склона возвышенности Академии наук формируют дифференцированную серию от базальтов до кислых андезитов и характеризуются повышенным содержанием щелочей (4,2–6,6 %) и K<sub>2</sub>O (1,2–2,3 %), низкими концентрациями TiO<sub>2</sub> (менее 1 %) и по химическому составу близки породам тыловой зоны Курильской островной дуги и вулкана Геофизиков [32], что позволяет отнести все эти вулканические образования к единому плиоцен-плейстоценовому комплексу обрамления Курильской котловины.



**Рис. 3.** Сравнительная диаграмма “щелочи–кремнезем” для позднемезозойских вулканитов Охотского моря и окружающей суши.

1, 2, 3 – фигуративные точки позднемезозойских вулканитов Охотского моря: 1 – по опубликованным химическим анализам; 2, 3 – по материалам авторов: 2 – позднеюрские вулканиты, 3 – меловые вулканиты; 4 – контуры полей фигуративных точек вулканитов окружающей суши: формаций высокоглиноземистых базальтов и андезитовой (1) и игнимбритовой (2) Охотско-Чукотского вулканогена [2, 20], Сахалина (3) [11, 12] и Камчатки (4) [35].

Римскими цифрами обозначены области вулканических пород различной щелочности [16]: I – фонолиты, II – фонолиты-нефелиниты, III – фонолиты-тефриты, IV – нефелиниты, V – базаниты-тефриты, VI – бенморейты, VII – муджиериты, VIII – гавайиты, IX – трахиандезиты, X – трахиты, XI – базальты толеитовые, XII – базальты щелочные, XIII – андезибазальты, XIV – андезиты, XV – дациты, XVI – риолиты.

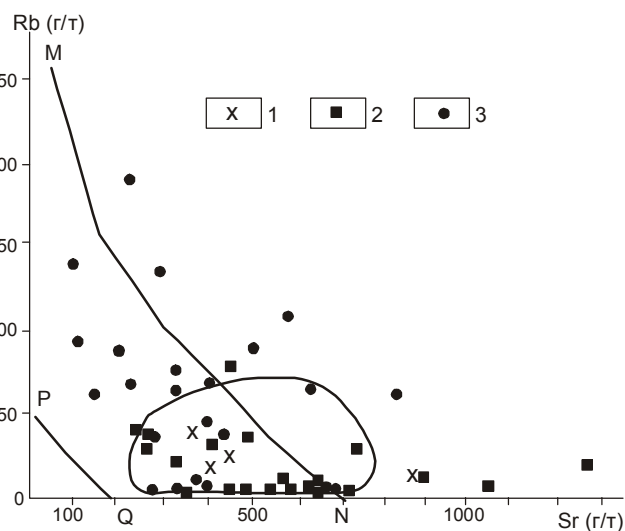
Вулканиты всех возрастных комплексов Охотского моря характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba) и пониженными – сидерофильных (Ti, Co, Ni, Cr, V).

Геохимические особенности вулканических пород Охотского моря позволяют провести их сравнение с вулканитами различных структур Земли, провести их типизацию и оценить геодинамическое положение.

По соотношению рубидия и стронция вулканиты Охотского моря относятся к производным континентальной и островодужной магм, а часть образцов позднемелового и плиоцен-плейстоценового комплексов попадают в область производных латитовой и щелочнобазальтоидной магмы (рис. 4).

По содержанию и соотношению бария и стронция, титана и циркония [26] вулканические породы Охотского моря относятся, главным образом, к известково-щелочному типу ( $1 < Ba/Sr > 0,5$ ;  $100 < Ti/Zr > 25$ ;) за исключением ряда образцов позднемеловых вулканитов, которые характеризуются повышенной щелочностью ( $5 < Ba/Sr > 1$ ).

Приведенные геохимические диаграммы позволяют отнести вулканические породы Охотского моря к производным как островодужной, так и континентальной магмы. Уточнение геодинамической позиции вулканитов возможно при использовании классификационной диаграммы Б.И. Пискунова [28], построенной для вулканитов Охотоморского региона. Абсолютное большинство точек позднемезозойских вулканитов Охотского моря располагаются в области пород Охотско-Чукотского вулканогена (рис. 5). Это свидетельствует о близости химических составов позднемезозойских вулканитов моря и Охотско-Чукотского вулканогена, что позволяет отнести породы Охотского моря к вулканическим образованиям окраины Азиатского континента и отделить их от пород островодужного типа. А плиоцен-плейстоценовые



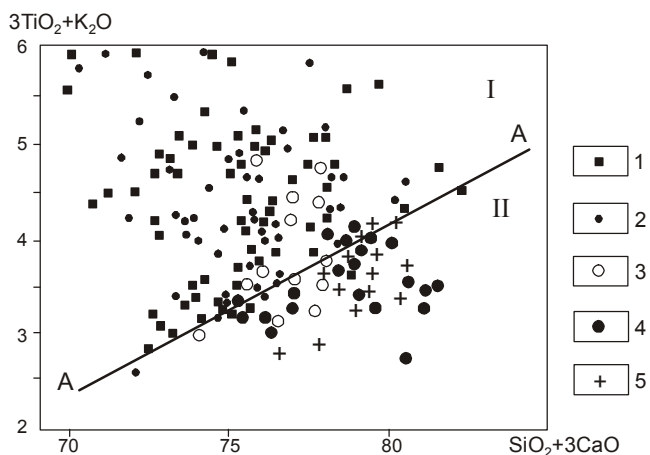
**Рис. 4.** Диаграмма “рубидий–стронций” для вулканитов Охотского моря

1–3 – фигуративные точки вулканических пород Охотского моря разных возрастных комплексов: 1 – позднеюрского, 2 – раннемелового базальт-андезитового; 3 – позднемелового дацит-риолитового. Контуром обозначено поле кайнозойских вулканитов. Сплошными линиями ограничены поля магматических пород, производных следующих исходных магм: левее линии PQ – океанической толеитовой, между линиями PQ и MN – континентальной и островодужной, правее линии MN – щелочнобазальтовой и латитовой.

вулканиты Охотского моря, согласно этой диаграммы, отчетливо отделяются от позднемезозойских и хорошо сопоставляются с вулканическими породами Курильской островной дуги.

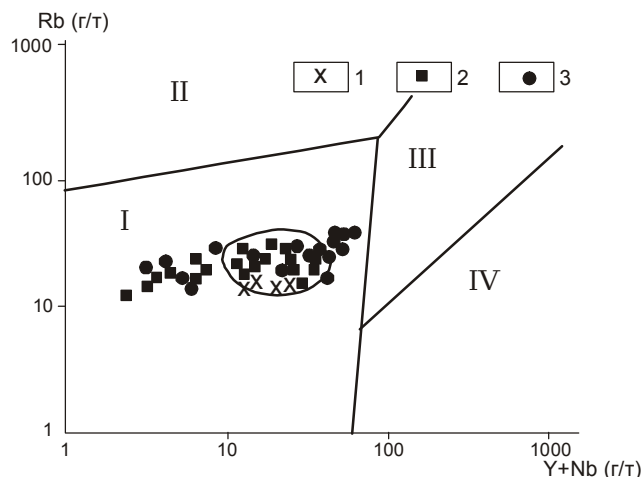
Условия образования позднемезозойских вулканитов Охотского моря в геодинамической обстановке активных континентальных окраин подтверждается также положением фигуративных точек этих пород на дискриминационной диаграмме Дж. Пирса Rb-Y+Nb [14], на которой все точки располагаются именно в области активных континентальных окраин (рис. 6).

Таким образом, изученные вулканиты Охотского моря обладают многими общими чертами, относятся к известково-щелочной серии тихоокеанского типа и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Состав этих пород позволяет предполагать, что фундамент подводных возвышенностей и котловины имеет континентальную природу и образован сиалическим субстратом, влияние которого отражается на составе выплавляющихся расплавов [27], что обуславливает смещение эвтектических составов к андезитовому температурному минимуму и определяют известково-щелочной характер магматизма



**Рис. 5.** Сравнительная петрохимическая диаграмма (по [28]) для позднемезозойских и плиоцен-плейстоценовых вулканитов Охотского моря.

Фигуративные точки вулканитов Охотского моря разных возрастных комплексов: 1 – раннемелового базальт-андезитового, 2 – позднемелового дацит-риолитового, 3 – эоценового; 4, 5 – плиоцен-плейстоценового: 4 – южного склона возвышенности Академии наук, 5 – тыловой зоны Курильской островной дуги. Линия AA соответствует разделу двух областей: I – позднемезозойских вулканитов Охотско-Чукотского вулканогена, II – кайнозойских вулканитов Курильской островной дуги.



**Рис. 6.** Дискриминационная диаграмма Дж. Пирса Rb – (Y+Nb) для вулканитов Охотского моря [14].

1–3 – фигуративные точки вулканических пород Охотского моря разных возрастных комплексов: 1 – позднеюрского, 2 – раннемелового базальт-андезитового; 3 – позднемелового дацит-риолитового. Контуром выделено поле кайнозойских вулканитов. Римскими цифрами обозначены области, соответствующие разным геодинамическим обстановкам: I – активных континентальных окраин, II – коллизии "континент-островная дуга"; III – ослабленной континентальной коры, IV – срединноокеанических хребтов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение вещественного состава и возраста вулканитов, проведенное в последние годы авторами с использованием новых аналитических данных, позволило обосновать разделение вулканитов внутренней части моря на возрастные комплексы.

Формированию структур дна Охотского моря происходило в несколько этапов. Наличие метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации может указывать на накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ в палеозойских трогах и на их погружение на глубину до 15 км. С позднего триаса эти структуры были выведены на дневную поверхность и являлись областями размыва и источниками питания мезозойских бассейнов, на что указывает наличие обломков метаморфических и гранитоидных пород в мезозойских отложениях. В позднемезозойское время эти структуры были вовлечены в область активного вулканизма, связанного с формированием Сихоте-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Наличие спекшихся туфов и игнимбритов в составе покровов позднемеловых вулканитов подводных возвышенностей Охотского моря указывает на их излияние в субаэральных условиях и позволяет считать их продолжением иг-

нимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканогена.

Среди вулканических пород дна Охотского моря выделено семь возрастных комплексов, четыре из которых (раннемеловой базальт-андезитовый, поздне-меловой дацит-риолитовый, эоценовый и плиоцен-плейстоценовый) охарактеризованы наиболее полно. При этом, два из них – эоценовый и плиоцен-плейстоценовый внутренней части моря – выделены впервые. Эоценовый вулканизм характеризует наземный, а плиоцен-плейстоценовый – подводный этапы развития впадины Охотского моря.

Все вышеописанные возрастные вулканогенные комплексы Охотского моря объединяются в две группы: позднемезозойские и кайнозойские, отражающие определенный этап развития Охотоморского региона. Позднемезозойские вулканы участвуют в строении геологического фундамента возвышенностей внутренней части моря. По своим особенностям они аналогичны вулканитам Охотско-Чукотского вулканогена, структуры которого продолжают в пределы Охотского моря. А плиоцен-плейстоценовые вулканы близки породам субщелочной серии Курильской дуги и подводным вулканам ее тыловой зоны.

Геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о влиянии сиалического субстрата на формирование исходной магмы. Все это может свидетельствовать о заложении впадины Охотского моря на раздробленной окраине Азиатского континента. Кайнозойские вулканы отражают этапы тектоно-магматической активизации и рифтогенеза, которые привели к разрушению континентальной окраины и к образованию рифтогенных прогибов, заполненных кайнозойскими отложениями и, в конечном счете, к формированию современной впадины Охотского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 02-05-65209.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
3. Бикенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение зкмной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 88 с.
4. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
5. Бычков Ю.М., Корнев О.С., Неверов Ю.А., Нарыжный В.И. Верхненорийские отложения в фундаменте Охотоморской плиты // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 6–8.
6. Васильев Б.И., Путинцев В.К. и др. Результаты драгирования дна Охотского моря // Сов. геология. 1984. № 12. С. 100–105.
7. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 480 с.
8. Геодекан А.А. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология. 1976. № 6. С. 12–31.
9. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.
10. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. С. 29–57.
11. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
12. Гранник В.М., Пискунов Б.Н. Петрохимические критерии тектонической природы нижнемеловых базальтов Западно-Сахалинских гор // Докл. АН СССР. 1992. Т. 326, № 5. С. 887–891.
13. Емельянова Т.А., Съедин В.Т., Леликов Е.П. и др. Вулканогенные комплексы Охотского моря // Международный научный симпозиум “Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты”. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ СахНЦ ДВО РАН, 2002. С. 189–193.
14. Интерпретация геохимических данных. М.: “ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ”, 2001. 287 с.
15. Каталог станций драгирования в Охотском море. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. 101 с.
16. Кокс О. Плитовая тектоника. М.: Наука, 1976. 285 с.
17. Коренбаум С.А., Мишкин М.А., Гнибиденко Г.С., Куренцова Н.А. К петрологии коренных пород дна Охотского моря // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 51–79.
18. Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Калинин А.И. Результаты работ Охотоморской экспедиции на НИС “Пегас” (рейс 28): Препр. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВО РАН, 1989. 20 с.
19. Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Нарыжный В.И., Кочергин А.В. и др. Результаты Охотоморской экспедиции на научно-исследовательском судне “Пегас” (рейс 31): Препр. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВО РАН, 1989. 39 с.
20. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 261 с.
21. Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Корнев О.С., Остапенко В.Ф. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС “Пегас”: Препр. Новоалександровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.
22. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 168 с.
23. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВО РАН. 1994. 266 с.
24. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Ф., Аракелянц

- М.М., Лебедев В.А. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 118–122.
25. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Стрoение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 314–320.
  26. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
  27. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
  28. Пискунов Б.И. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 236 с.
  29. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
  30. Стрoение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
  31. Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Плиоценовый вулканизм возвышенности Академии наук // Международный научный симпозиум “Стрoение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты”. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ СахНЦ ДВО РАН, 2002. С. 193–197.
  32. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая И. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. АН. 2000. Т. 371, №3. С. 366–370.
  33. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
  34. Ферштатер Г.Б. Рубидий-стронциевые диаграммы для анализа геохимического режима образования магматических серий. Свердловск: Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1981. 86 с.
  35. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия позднемиоценовых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3–21.
  36. Харахинов В.В. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. С. 71–81.
  37. Karp V. Ya, Karnaukh V. Seismic // Akademik M.A. Lavrentyev Cruise Report. 1997. Cruise 27, N 60. P. 21–23.
  38. Werner, R., Tararin I.A., Doubik, P. et al. Submarine volcanism in the North-Eastern part of the Kuril Basin: implications for crustal structure and geodynamic evolution // Third Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk-Kurile Island Arc System. M., 2000. P. 59–60.

Поступила в редакцию 24 февраля 2003 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

*T.A. Yemelyanova, Ye.P. Lelikov, V.T. Syedin, V.I. Naryzhnyy*

### **The geology and the features of volcanism on the Sea of Okhotsk floor**

Volcanogenic rocks of the Sea of Okhotsk are divided into seven age complexes: Late Jurassic, Early Cretaceous, Late Cretaceous, Eocene, Late Oligocene, Late Miocene, and Pliocene-Pleistocene. All these complexes are united into two groups – Late Mesozoic and Cenozoic. Each group reflects a certain stage of development of the Sea of Okhotsk region. Late Mesozoic volcanites build the geological basement of the Sea of Okhotsk, and their petrochemical features are similar to those of the volcanic rocks of the Okhotsk-Chukotka Volcanogen. The Pliocene-Pleistocene volcanites reflect the stages of tectono-magmatic activity; the latter destroyed the continental margin and produced riftogenic troughs. The geochemical features of the Sea of Okhotsk volcanites indicate influence of the sialic crust on magma formation and testify of the formation of the Okhotsk Sea Basin on the destructive margin of the Asian continent.