

Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, Ю. Б. Евланов,  
А. И. Свинников, Е. П. Терехов

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Систематизирован материал по магматизму дна Японского моря, в пределах которого установлены разновозрастные комплексы гранитоидов (от позднеархейского до позднемелового), развитые в участках дна с «субконтинентальным» типом земной коры. Кайнозойские вулканогенные образования, залегающие на возвышенностях и в глубоководных впадинах с «субокеаническим» типом коры, впервые подразделены на че-

Многочисленными геологическими исследованиями дна Японского моря установлено широкое развитие магматических пород, представленных разновозрастными гранитоидами и базальтоидами, которые подразделяются на восемь возрастных групп. Гранитоиды играют важную роль в строении участков дна, характеризующихся корой «субконтинентального» типа, слагающая крупные массивы в пределах подводных возвышенностей, шельфа, материкового и островного склонов. Базальтоидный вулканизм проявился как в пределах тех же возвышенностей, так и в глубоководных впадинах с «субокеанической» корой (см. рисунок).

В настоящей статье дана краткая характеристика выделенных комплексов, поскольку более полное описание магматических пород дна Японского моря с данными химических анализов и обоснованием возраста приведены в ряде работ авторов. Здесь же мы приведем только новые результаты радиоизотопных определений возраста пород (табл. 1, 2).

Архей-раннепротерозойские граниты установлены в западной части Японского моря на возвышенности Криштофовича в составе гнейсо-мигматитового комплекса [8], представленного роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и мигматитами. Обычно это гнейсо-граниты, образующие мелкие послонные тела, состоящие из олигоклаза (25—27% An), микроклина, кварца и биотита, а также лейкократовые граниты, сложенные олигоклазом (25—28% An), кварцем и микроклином.

По структурно-петрографическим особенностям и химическому составу породы комплекса относятся к метаморфической формации каликатрового ряда и сходны с образованиями ар-

хейских и раннепротерозойских серий массивов Нанним Северной Кореи, Собэк и Кенги Южной Кореи [3]. Эти граниты, по-видимому, сформировались в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма в архей-раннепротерозойское время (2729, 2231, 2139, 2097, 1983 млн. лет) и согласно Ю. А. Кузнецову [6] могут быть отнесены к глубинным образованиям формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов.

Позднепротерозойский комплекс развит в центральной части впадины Японского моря на юго-западной оконечности Южного хребта Ямато. Здесь установлены метаморфические породы, представленные биотит-амфиболовыми гнейсами, сложенными плагиоклазом (25—28% An)

Таблица 1  
Результаты определения возраста пород

№ п/п	Номер образца	Содержание К, вес. %	Содержание радиогенного аргона	Ag/K · 10 <sup>3</sup>	Возраст, млн. лет
1	1443-7	0,81	18,69	18,8	310±20
2	1172	3,43	38,1	9,1	157±6
3	1172-6	6,66	79,7	9,8	168±6
4	1172-к	7,24	80,7	9,1	157±6
5	1179	6,02	74,79	10,15	174±6
6	1186	5,37	68,67	10,5	179±6
7	1313-2	5,78	67,12	9,5	163±6
8	1294-2	6,42	83,65	10,65	182±6
9	1657	1,69	32,4	16,1	270±10
10	1622	4,08	30,7	6,3	110±5
11	1628	3,27	22,5	5,8	102±5

Примечание. 1443-7 — роговая обманка из диорита позднепротерозойского комплекса; породы среднепалеозойского комплекса: 1172 — гранит, 1172-6, 1179, 1186, 1313-2 — биотит из гранитов, 1172-к — калиевый полевой шпат гранита; 1294-2 — биотит из гранита позднепалеозойского комплекса хребта Оки; 1657 — гранит из позднепалеозойского комплекса Северного хребта Ямато; 1622, 1628 — граниты раннемелового комплекса возвышенности Криштофовича. Анализы выполнены в лаборатории треста Киевгеология II, М. Котляряским.

Схема морфоструктурного районирования дна Японского моря по Н. П. Васильковскому [2].

1 — шельф; 2 — поверхности шельфов, опущенные до глубины 300—500 м; 3 — материковый и островной склоны; 4 — склон Цусимского шельфа; 5 — подводные возвышенности и хребты складчатого строения; 6 — глубоководные котловины, желоба, прогибы; 7 — одиночные горы, преимущественно вулканические; 8 — скважины глубоководного бурения.

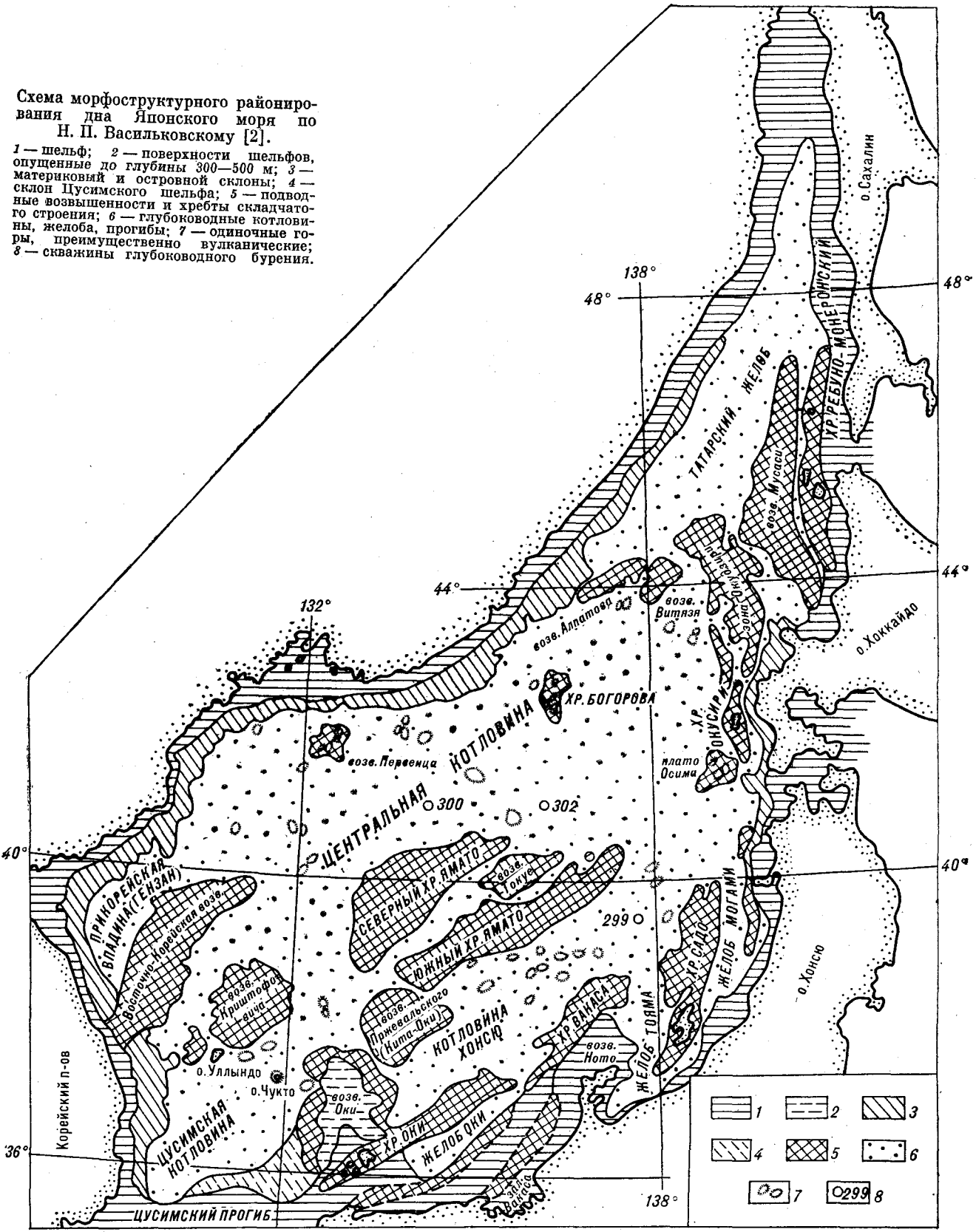



Таблица 2

## Результаты определения возраста пород

№ п/п	Номер образца	Содержание К, %	K <sup>40</sup> ·10 <sup>7</sup> , г/г	Ar <sup>40</sup> ·10 <sup>7</sup> , г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет.
1	1807-1	1,58	19,276	0,4023	0,02087	332,0
2	428-6	2,50	31,23	0,275	0,0088	152,0
3	428-2а	2,35		0,375	0,0131	222,0
4	1404	1,15	14,03	0,1647	0,0117	194,0
5	431-6	3,51		0,0248	0,0070	178,0
6	428-6а	2,73		0,0198	0,0071	181,0
7	1413	2,85	34,74	0,2684	0,0077	130,0
8	7732	1,74	21,228	0,1390	0,0065	110,5
9	686-5	0,83	10,126	0,01362	0,001345	23,2
10	790-6	2,07	25,254	0,02618	0,001036	18,0
11	791-6	0,51	6,222	0,01205	0,001937	33,4
12	791-2	0,58	7,076	0,00989	0,001989	24,2
13	803-В	1,42	17,324	0,02421	0,001397	24,1

Примечание. 1807-1 — диорит, 428-6, 428-2а, 1404, 431-6, 428-6а, 1413 — граниты позднепалеозойского комплекса возвышенности Ямато; 7732 — гранит нижнемелового комплекса возвышенности Гебасс; 686-5, 790-6, 791-2, 803-В — базальты базальт-андезит-липаритовой формации шеффа у берегов Южного Приморья. Обр. 1807, 428-6, 1404, 1413, 686-5, 790-6, 791-6, 791-2, 803-В, 7732 проанализированы в лаборатории объединения Приморгеология А. А. Грачевой; обр. 428-2а, 431-6, 428-6а — в СВКНИИ (г. Магадан) А. П. Миловым.

до 45%, роговой обманкой до 20%, биотитом до 20%, кварцем до 20%, микроклином, а также амфиболитами, состоящими из роговой обманки (до 50%) и андезина (32—35% An). Наряду с этими породами здесь же развиты биотит-амфиболовые кварцевые диориты (андезин 32—34% An, роговая обманка 20—30%, биотит 5—10%, кварц 5—15%), гранодиориты с микроклином (до 10%), биотитовые и мусковитовые граниты, часто разгнейсованные.

По набору пород, составу, степени и характеру метаморфизма и особенно по петрохимическим характеристикам (основности, содержанию кальция и калия) породы комплекса сходны с комплексом «габброидов» Южно-Приморской зоны Приморья [5], отличаясь от них только несколько повышенной общей щелочностью (в среднем (K + Na) до 5%).

Это типичные среднеглубинные образования габбро-гранитной формации, позднепротерозойский возраст которых (618 млн. лет) определяется на основании радиоизотопных анализов, выполненных рубидий-стронциевым методом в лаборатории СВКНИИ, г. Магадан.

**Среднепалеозойский комплекс.** В западной части Японского моря на юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности установлены выходы гранитов, слагающих крупный массив, протягивающийся в пределах изученной его части (с севера на юг) примерно на 200 км при ширине свыше 25 км.

Массив образован неравномерно-зернистыми (от крупно- до среднезернистых) порфиroidными гранитами, содержащими 20—40% микро-

клина, 25—60% плагиоклаза (25—30% An), 15—25% кварца и 2—15% биотита. Широкое развитие крупнопорфировых разностей, вкрапленники которых представлены решетчатым микроклином с высокой степенью упорядоченности (0,9—1,0), с большим количеством мirmekитизированных включений плагиоклаза в них, а также состав биотитов (высокое содержание алюминия в шестерной координации 0,48—0,64), характерный для абиссальных гранитоидов [14], и отсутствие магнетита в этих гранитах свидетельствуют о том, что вышеописанные породы представляют собой глубинные образования, кристаллизовавшиеся из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре (570—620°C) и высоком давлении.

Анализ химического состава гранитов (в частности, величины отношения суммарного количества магния, кальция и железа к алюминию [4]) показывает, что как по основности (10—25%), так и другим характеристикам (железистости, общей щелочности, калиевоности, содержанию кальция) они аналогичны гранитам Шмаковского массива Приморья. При этом железистость, щелочность, содержание калия и кальция возрастают с повышением основности пород.

Комплекс по ряду признаков, в частности по площади распространения тела, отсутствию связанных с ним эффузивных аналогов, развитию однообразных микроклиновых и биотитовых гранитов в составе массива, относится к формации гранитных батолитов [6].

В краевых частях массива сохраняются реликты биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов. В ассоциации с ними встречаются плагиогранитные разновидности пород, обогащенные биотитом; с гнейсовидной текстурой вокруг гнейсовых ксенолитов.

Наличие батолитов палингенных среднеглубинных гранитов с реликтами метаморфических пород амфиболитовой фации может свидетельствовать о том, что в период их становления в пределах Восточно-Корейской возвышенности существовала кора континентального типа с мощным гранитным слоем.

Время кристаллизации гранитов массива определяется довольно условно. Радиоизотопные датировки (калий-аргоновый метод) дают мезозойский возраст (см. табл. 1). В пределах близлежащей суши (на Корейском полуострове) к мезозойским гранитам с близкими значениями радиоизотопного возраста относятся танчхонские граниты [3], которые по петрохимическим характеристикам существенно отличаются от вышеописанных гранитов, в частности, резко повышенной кальциевоностью, основностью, пониженной железистостью, щелочностью и калиевоностью. При этом по геологическому положе-

нию, петрографическому составу слагающих их разновидностей, а главное по петрохимическим особенностям граниты Восточно-Корейской возвышенности очень близки среднепалеозойским гранитам Шмаковского массива Приморья, что позволяет нам отнести их к среднепалеозойскому комплексу.

*Позднепалеозойские граниты* установлены на Северном хребте возвышенности Ямато, где они слагают крупный массив шириною до 50 км, протягивающийся примерно на 220 км от западной части до северо-восточной оконечности хребта. Кроме того, выходы этих гранитов наблюдаются на возвышенностях, расположенных к востоку от Ямато и на хр. Оки.

Большая часть массива сложена биотит-роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами с высокоупорядоченным микроклином (0,75—1,0). В подчиненном количестве развиты биотитовые плагиограниты, биотит-роговообманковые диориты и гранодиориты. При этом более основные разновидности (диориты и гранодиориты) установлены в восточной части массива.

Породы комплекса отличаются от гранитоидов других регионов Дальнего Востока повышенной основностью [4], а также пониженной калиево-стью и некоторым повышением железистости, кальциево-сти и щелочности в более основных диоритовых разновидностях. Это среднеглубинные образования гранодиорит (адамеллит)-гранитной формации, характерные для зон с развитой сиалической жорой [6].

Позднепалеозойский возраст пород устанавливается на основании радиоизотопных данных (см. табл. 1, 2). «Омоложение» возраста гранитов в отдельных образцах, вероятно, связано с тем, что в состав этого крупного магматического тела могли быть включены разновозрастные образования.

*Меловые гранитоиды* развиты широко и обнаружены в различных частях Японского моря. Определения возраста (калий-аргоновый метод) позволяют подразделить их на ранне- и поздне-меловой комплексы (см. табл. 1, 2).

*Раннемеловые гранитоиды* наблюдаются в северной части возвышенности Криштофовича, где они слагают крупное (свыше 2000 км<sup>2</sup>) сложное интрузивное тело, в составе которого развиты биотит-роговообманковые диориты, гранодиориты, граниты, биотитовые граниты, гранит-порфиры и снит-порфиры с жилами аплитов и дайками диоритовых порфиритов и спессартитов.

Биотитовые двуполевошпатовые граниты, поднятые в западной части Центральной глубоководной котловины (возвышенность Гебасс), сходны с гранитами вышеописанного массива и могут быть отнесены к этому же комплексу.

По химическому составу породы этого комп-

лекса отличаются от мезозойских гранитоидов Дальнего Востока [4] пониженной (5—10%) кальциево-стью, повышенной щелочностью, при повышении калиево-сти только в наиболее основных разновидностях.

*Позднемеловые граниты* (90, 78, 60 млн. лет) развиты на шельфе и материковом склоне у берегов южного и юго-восточного Приморья, где они слагают крупные тела, площадь которых в подводной части во много раз превышает их береговые выходы, а также небольшие массивы на восточном склоне Южного хребта Ямато (67—74 млн. лет) [2].

Массивы у берегов Приморья сложены биотитовыми и лейкократовыми разновидностями [7], калиевый полевой шпат в которых представлен ортоклазом с различной степенью упорядоченности (0,37—0,72), причем более высокоупорядоченные ортоклазы отмечаются в гранитах из глубинных частей массива. Им свойственно также значительное содержание (40—48%) альбитового компонента, что указывает на высокотемпературные условия их кристаллизации [4].

Интрузивный массив Ямато прорывает и метаморфизует вулканогенные образования предположительно мезозойского возраста. В его составе выделяются биотитовые граниты, содержащие андезин (32—34% An) в количестве 50—70%, калиевый полевой шпат (5—25%), кварц (до 20%) и биотит (до 10%), а также биотитовые (5—15% биогита) с плагиоклазом олигоклазом (20/30% An), лейкократовые граниты и гранит-порфиры.

Все они характеризуются пониженной основностью, кальциево-стью, а для гранитов Ямато и калиево-стью по сравнению с гранитами других массивов Дальнего Востока [4], при этом железистость, общая щелочность и калиево-сть повышаются при снижении основности пород.

Для меловых гранитоидов в целом наблюдаются резкие изменения структуры и петрографического состава в пределах массива, развитие гранофировых структур и зональных плагиоклазов. Эти данные, наряду с особенностями состава калиевого полевого шпата, могут свидетельствовать о неустойчивости режима кристаллизации, свойственного интрузивным породам, сформированным в условиях малых глубин.

По геологическому положению, составу и условиям образования породы раннемелового комплекса могут быть отнесены к типабиссальным гранитам плутонической гранодиорит(адамеллит)-гранитной формации, а позднемеловые представляют собой малоглубинные образования формации субвулканических гранитов [6].

Вулканиты Японского моря по химическому составу, структурному положению и возрасту могут быть подразделены на четыре серии, сопоставимые с формациями, выделенными Ю.А.

Жузнецовым [6]: *базальт-липаритовую орогенных областей, трахиандезитовую, щелочно-оливин-базальтовую и щелочно-базальтоидную.*

Образования первой серии развиты в пределах крупных подводных возвышенностей, таких, как Ямато, и на шельфе у берегов Приморья, т. е. участков дна, характеризующихся «субконтинентальным» типом земной коры, в пределах которых они слагают покровы, формировавшиеся при многократных излияниях в длительный период времени от среднего палеогена до раннего миоцена (49—19 млн. лет). Обычно это низкокалиевые пироксеновые, пироксен-оливиновые базальты, насыщенные кремнекислотой, и липариты [12]. Для этого комплекса характерно обилие пирокластического материала, развитие туфов различного состава с обломками осадочных пород.

Образования *трахиандезитовой* серии имеют широкое распространение в южной и юго-восточной частях Японского моря на возвышенностях Криштофовича, Ямато, Восточно-Корейской, Пржевальского, Уллындо, на хр. Оки и банке Вакаса [10].

В составе покровов развиты щелочные вулканы, представленные игнимбридами андезито-дацитовыми, трахилипарит-дацитовыми, липарит-трахитовыми, туфами трахилипаритовыми и смешанного состава, андезито-дацитовыми порфиритами, трахилипаритами и липаритами. Эти толщи залегают непосредственно на докембрийских метаморфических породах и палеозойско-мезозойских образованиях, подвергшихся блоковым дислокациям и эрозии до начала формирования вулканизов. Формирование вулканизов, вероятно, связано с глубинными разломами, по которым происходило излияние щелочных магм.

Время образования вулканизов трахиандезитовой формации на основании радиоизотопного анализа (калий-аргоновый метод) определяется как поздний палеоген — ранний миоцен (24—27,5 млн. лет) [10]. По возрасту, геологическому положению и составу они сходны с нижнемиоценовыми вулканидами зоны зеленых туфов Японии [11].

Образования *трахибазальтовой* серии слагают многочисленные вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах Японского моря и наложенные вулканические постройки в краевых частях крупных подводных возвышенностей, примыкающих к глубоководным впадинам — Ямато, Ното и Восточно-Корейской. Это обычно пористые, оливиновые, оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты и трахиты, характеризующиеся преобладанием натрия над калием.

На отдельных вулканических постройках, в частности во впадине Хонсю, отмечаются полностью кристаллические интрузивные породы — диаба-

зы, долериты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (12 млн. лет), встречающиеся в виде включений в туфах базальтов и, вероятно, представляющие собой дифференциаты базальтовой магмы, раскристаллизованные в приповерхностных условиях [9]. Возраст вулканизов этой формации, отвечающий времени формирования вулканических построек и хребтов, соответствует раннему миоцену — плиоцену (18—3,5 млн. лет).

Породы, сходные со *щелочно-базальтоидной* формацией, представляют собой щелочные (высококалиевые), недосыщенные кремнекислотой высокотитанистые ( $TiO_2$  до 3,4%) базальты, эволюционирующие до щелочных трахитов. Они развиты в юго-западной части Японского моря, где слагают острова-вулканы (Уллындо, Чукто), расположенные в непосредственной близости к жестким блокам земной коры с древним докембрийским фундаментом. Среди них выделяются оливиновые, оливин-пироксеновые базальты, щелочные трахиты и фонолиты, излияние которых началось со среднего миоцена (12 млн. лет) и продолжалось в голоцене [3].

Кайнозойский вулканизм Японского моря представлен исключительно континентальным (сиалическим) типом базальтоидов [13]. При этом образование вулканизов второй, третьей и четвертой серий, вероятно, связано с активизацией впадины Японского моря и с заложением глубинных разломов.

Большинство вышеописанных магматических комплексов впадины Японского моря аналогичны образованиям окружающей суши, что может свидетельствовать о едином плане строения и общих закономерностях формирования земной коры континента и крайнего моря. Эти данные позволяют предполагать, что ее заложение происходило на сиалическом основании.

Основные морфоструктуры дна Японского моря различаются по строению земной коры. На шельфе у берегов Приморья при общей мощности коры до 26 км она имеет четко выраженное трехчленное строение с мощностью промежуточного («гранитного») слоя до 10 км [2]. По строению кора крупных подводных возвышенностей сходна с корой континентального типа, отличие состоит в уменьшении ее общей мощности (20—24 км) за счет сокращения мощности «гранитного» слоя, который в пределах возвышенности Ямато не превышает 6,5 км, под Восточно-Корейской возвышенностью и хр. Оки составляет 3—3,5 км. Кора глубоководных котловин сходна с океанической, отличаясь от последней увеличенной мощностью (16—18 км) и наличием маломощного (1,67 км) промежуточного слоя со скоростями прохождения волн 5,6 км/с<sup>2</sup>.

Несоответствие между глубиной становления гранитоидных массивов и современной мощно-

стью «гранитного» слоя на ряде возвышенностей указывает на его сокращение в процессе формирования этой впадины, вероятно в результате магматической эрозии, связанной с подъемом нагретого мантийного вещества. Важную роль при этом играло перемещение блоков земной коры по глубинным разломам, с кото-

рыми связан подъем щелочных магм. Время излияния вулканитов трахиандезитовой серии (поздний олигоцен — ранний миоцен) мы считаем началом блокового опускания подводных возвышенностей, собственно морские отложения на поверхности которых представлены среднемиоцен-плиоценовыми толщами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Валуй Г. А., Афанасьева Г. Б., Нарнов Г. А.* Структурно-оптические типы кали-натровых полевых шпатов малоглубинных гранитоидов.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
2. *Васильковский Н. П., Безверхний В. Л. и др.* Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
3. Геология Кореи. М.: Недра, 1964.
4. *Коренбаум С. А.* Петрохимические особенности гранитоидов Японо-Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975.
5. *Коренбаум С. А., Валуй Г. А. и др.* Гранитоидный магматизм Южного Приморья.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976.
6. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
7. *Леликов Е. П.* Граниты материкового склона восточной части залива Петра Великого.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975.
8. *Леликов Е. П., Пирогова Л. Г.* Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсо-мигматитового комплекса юго-западной части Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
9. *Леликов Е. П.* Включения гранитоидов в вулканических породах впадины Хонсю (Японское море).— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 2.
10. *Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Щелочные вулканиты Японского моря.— Тихоок. геол., 1982, № 2.
11. *Минато М., Горои М., Фунагаси М.* Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
12. *Съедин В. Т., Леликов Е. П.* Базальтоиды центральной и юго-западной части Японского моря.— В кн.: Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток, 1979.
13. *Съедин В. Т.* Базальтоидный магматизм Японского моря.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., 1980.
14. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Недра, 1975.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
15 апреля 1982 г.