

А. И. Свиницников, В. Т. Сьедин

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Изложены результаты лабораторных измерений скорости распространения продольных волн, плотности, удельного веса и пористости в вулканических породах дна Японского моря. Описана связь этих характеристик с петрохимическими, текстурными, структурными особенностями и возрастом пород. Вариация скорости определяется главным образом пористостью пород. Установлена зависимость скорости от плотности и получено уравнение регрессии:  $V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51$ . Выделены два типа вулканитов, слагающие гетерогенные морфоструктуры. Высокопористые пиллоу-лавы трахибазальтовой серии, формирующие подводные горы глубоководных котловин, характеризуются пористостью до 41% и низкими скоростями — 3,5—4,5 км/с. Вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, принимаю-

щие участие в строении возвышенностей с субматериковой корой, обычно массивные с пористостью, редко превышающей 7%. Скорость звука в них наиболее часто имеет значение в интервале 5,0—5,5 км/с. На основании полученного материала и сопоставления его с результатами сейсмических работ предложена геологическая интерпретация «переходного» слоя коры Японского моря. Верхняя часть слоя, характеризующаяся сейсмическими скоростями 3,5—3,7 км/с и развитая главным образом в глубоководных котловинах, может состоять из пористых базальтов трахибазальтовой серии. В составе слоя со скоростью 5,2—5,6 км/с существенную роль могут играть вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, распространенные на структурах с субматериковой корой.

В Японском море установлено широкое распространение вулканогенных пород, принимающих участие в строении гетерогенных морфоструктур (рис. 1). В обобщенной модели земной коры, составленной Б. Я. Карпом [6], выделяются три основных слоя: осадочный (слой 1), «переходный» (слой 2 или «промежуточный»), являющийся акустическим фундаментом, и океанический или «базальтовый» (слой 3). Наблюдаются различия в мощности и строении «переходного» слоя возвышенностей с корой субматерикового типа и «переходного» слоя коры глубоководных котловин. Так, для возвышенностей Ямато, Кита-Оки, Восточно-Корейской установлено наличие двух толщ в слое с сейсмическими скоростями от 4,7 до 5,5 км/с в верхней части и от 5,6 до 6,2 км/с в нижней. По скорости толщи близки сейсмическим слоям Хутса и Юинга [24] 2В (5,2 км/с) и 2С (6,1 км/с). «Переходный» слой глубоководных котловин состоит из двух-трех толщ общей мощностью 1,8—3,0 км, скорость в которых увеличивается с глубиной от 3,5 до 5,9 км/с. Людвиг и др. [27] выделяет в нем тонкую верхнюю часть со скоростью 3,5 км/с (слой 2А) и более мощную нижнюю, имеющую скорость 5,8 км/с. В некоторых районах встречается слой со скоростью 4,5 км/с. Присутствие слоя 2А является особенностью коры глубоководных котловин. Он как бы заполняет

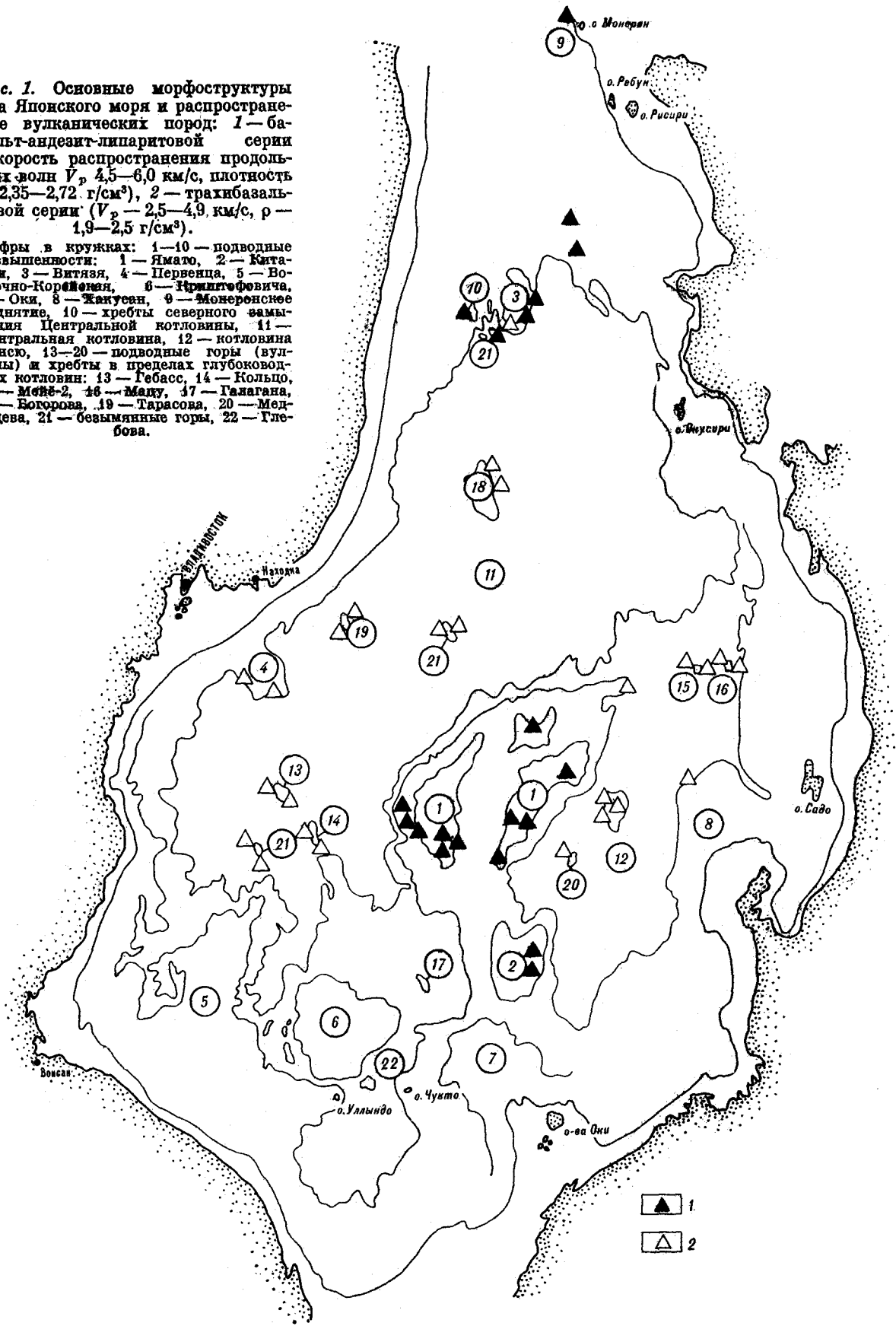
неровности подстилающей поверхности, имеющей расчлененный рельеф. Верхняя граница слоя, обычно ровная, воздымается вблизи подводных гор глубоководной котловины и обнажается на их склонах. Наблюдается утонение слоя вблизи структур с субматериковым типом коры и полное его исчезновение либо эпизодическое распространение в пределах этих возвышенностей. Там, где слой со скоростью 3,5 км/с очень тонкий или совсем отсутствует, поверхность акустического фундамента неровная, а сам фундамент представлен толщей со скоростью 5,8 км/с.

Наличие слоя 2А (со скоростью 3,5—3,7 км/с) отмечено во многих районах океанов и окраинных морей. Бурением установлено присутствие в его составе вулканических пород. Важность геологической интерпретации этого слоя обусловлена тем, что, как считают некоторые авторы [24, 34], вытянутые низкоскоростные зоны в нем приурочены к осям спрединга, вдоль которых происходит излияние пористых пиллоу-лав и образование новой коры. Увеличение скорости в слое, наблюдаемое с удалением от оси, как полагают, связано с диагенетическими процессами, включающими «заживление» трещин в базальтах и уплотнение осадков [23, 34, 36].

Авторами проведены измерения скорости продольных упругих колебаний (скорости звука)

**Рис. 1. Основные морфоструктуры дна Японского моря и распространение вулканических пород: 1 — базальт-андезит-липаритовой серии (скорость распространения продольных волн  $V_p$  4,5—6,0 км/с, плотность  $\rho$  2,35—2,72 г/см<sup>3</sup>), 2 — трахибазальтовой серии ( $V_p$  2,5—4,9 км/с,  $\rho$  1,9—2,5 г/см<sup>3</sup>).**

Цифры в кружках: 1—10 — подводные возвышенности: 1 — Ямато, 2 — Кита-Оки, 3 — Витязя, 4 — Первенца, 5 — Восточно-Корейская, 6 — Фридриховича, 7 — Оки, 8 — Жакусан, 9 — Монееренское поднятие, 10 — хребты северного замыкания Центральной котловины, 11 — Центральная котловина, 12 — котловина Хонсю, 13—20 — подводные горы (вулканы) и хребты в пределах глубоководных котловин: 13 — Гебасс, 14 — Кольцо, 15 — Мейсэ-2, 16 — Ману, 17 — Галагана, 18 — Богорова, 19 — Тарасова, 20 — Медведева, 21 — безымянные горы, 22 — Глебова.



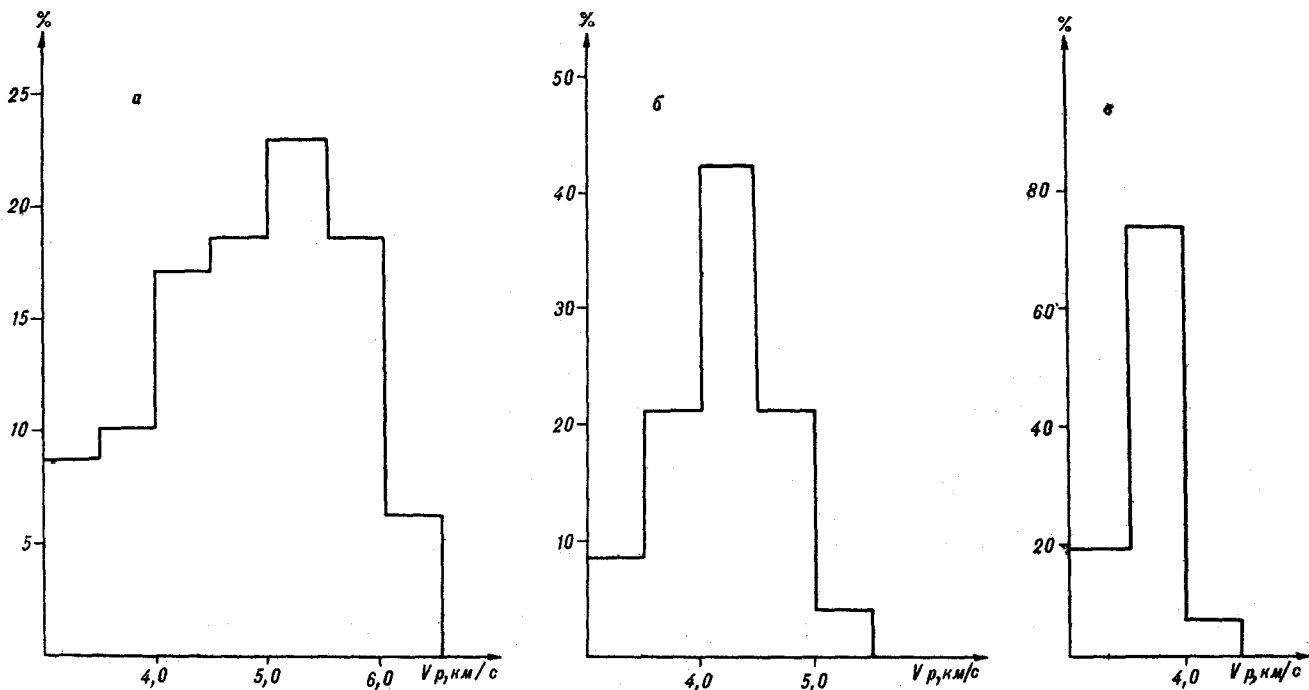


Рис. 2. Гистограмма распределения скорости звука в магматических породах возвышенностей дна Японского моря: а — с установленным гранитно-метаморфическим фундаментом, б — хр. Богорова, в — возвышенностей глубоководных котловин.

в образцах горных пород различного возраста и состава. Они выполнялись импульсным методом прямого прозвучивания прибором УК-10П при лабораторных условиях на водонасыщенных образцах [11]. Для оценки плотности использовался денситометр ДГП-2. Удельный вес определялся пикнометрическим методом.

Породы консолидированного фундамента, слагающего крупные подводные возвышенности Японского моря с корой субматерикового типа, характеризуются широким спектром скорости — от 3,0 до 6,5 км/с. Преобладают (58,4%) значения от 4,5 до 6,0 км/с. Средняя плотность пород ( $\rho$ ) 2,73 г/см<sup>3</sup> (рис. 2, а). Число образцов (N) 72 шт.

Породы, слагающие небольшие возвышенности и горы, находящиеся внутри глубоководных котловин (Гебасс, Кольцо, Мейё-2, Мацу, Галагана, ряд безымянных возвышенностей), имеют однообразные низкоскоростные характеристики. Интервал изменения скорости от 3,0 до 4,5 км/с. Преобладают (75,5%) значения 3,5—4,0 км/с (см. рис. 2, в),  $\rho = 2,18$  г/см<sup>3</sup>, N = 120.

Промежуточное положение занимает хребет Богорова — породы, обнаруженные здесь, имеют скорости от 3,0 до 5,5 км/с с узким максимумом (43,5%) числа значений в интервале 4,0—4,5 км/с (см. рис. 2, б),  $\rho = 2,35$  г/см<sup>3</sup>, N = 60.

Вулканиды дна Японского моря, играющие существенную роль в строении «промежуточно-

го» слоя, по химическому составу, структурному положению и возрасту подразделяются на четыре серии [13]. В настоящей статье на основании измерений скорости звука, плотности и удельного веса в 200 образцах двух наиболее распространенных серий — базальт-андезит-липаритовой и трахидазальтовой установлена зависимость скорости звука от плотности пород, которую можно использовать для совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Кроме того, дана оценка связи физических свойств горных пород с их химическим составом, возрастом и петрографическими особенностями.

Породы первой серии развиты на крупных возвышенностях (Ямато, Витязя, Японо-Сахалинском бордерленде), где они залегают на мезозойских, палеозойских и докембрийских метаморфических и гранитоидных образованиях [3—5, 9, 12, 14]. Это пиакокалиевые базальты, насыщенные кремнеземом с эволюцией до липаритов, обычно массивные, микропорфировые. Возраст их охватывает интервал от эоцена до раннего миоцена включительно. Радиоизотопный возраст (К-Аг метод) характеризуется большим разбросом значений от 19 до 75 млн. лет. Вероятно, большой возраст обусловлен вторичными изменениями пород.

Физические свойства вулканидов рассматриваемой серии варьируют в широких пределах, отражая текстурные и структурные особенности пород. Скорость звука изменяется от

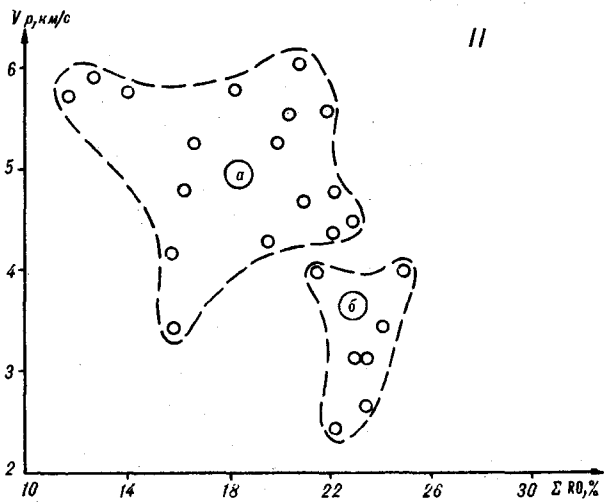
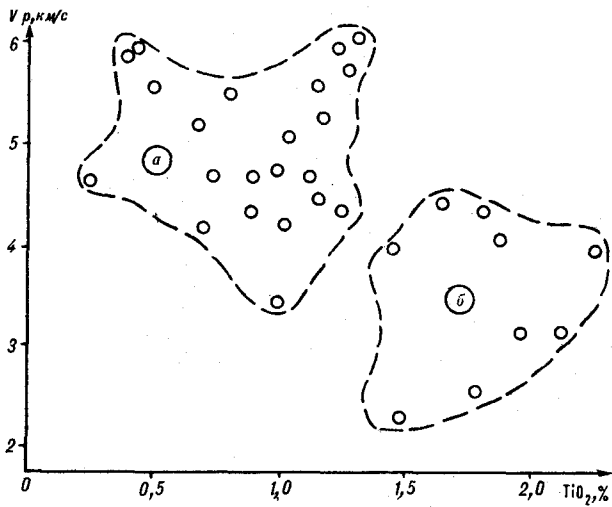


Рис. 3. Зависимость скорости звука от содержания  $TiO_2$  (I), суммарного содержания окислов кальция, магния и железа в вулканических породах (II): а — базальт-андезит-липаритовой, б — трахибазальтовой серий.

3,50 км/с в туфах и трещиноватых субщелочных андезито-дацитах до 6,5 км/с в массивных базальтах и андезито-базальтах. Преобладают значения от 4,5 до 6,0 км/с с максимумом в интервале 5,0—5,5 км/с. Плотность изменяется соответственно от 2,35 до 2,72 г/см<sup>3</sup>. Удельный вес пород в зависимости от основности вулканитов и содержания в них окислов железа, магния, кальция и титана изменяется от 2,69 до 2,89 г/см<sup>3</sup>. Вулканиты, распространенные в северной части хр. Южный Ямато (Такуяо) и имеющие возраст 54—47 млн. лет, также отнесены к этой серии. Они характеризуются сильной раздробленностью и широко развитыми вторичными изменениями, чем, возможно, вызваны несколько повышенная щелочность вулканитов и некоторое уменьшение отношения Na/K. В целом это отличает их от остальных

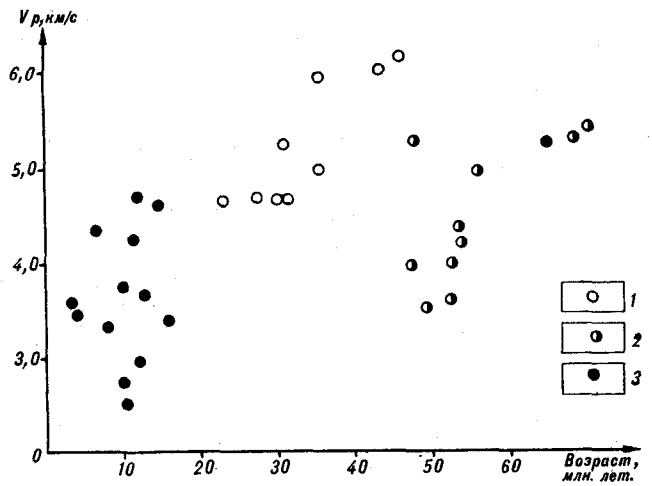


Рис. 4. Диаграмма зависимости скорости звука от возраста в вулканических породах: 1—2 — базальт-андезит-липаритовой, 3 — трахибазальтовой серий.

пород базальт-андезит-липаритового ряда и находит отражение в физических свойствах. Скорость в них понижена.

Породы трахибазальтовой серии слагают многочисленные вулканические горы и хребты глубоководных котловин (Центральной и Хон-

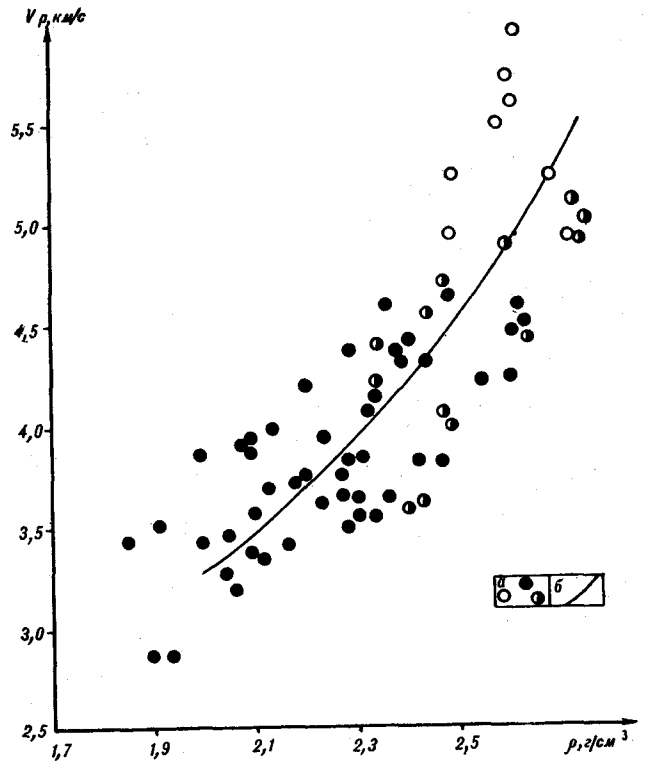


Рис. 5. Зависимость скорости звука от плотности в вулканических породах дна Японского моря (а — измеренные значения скорости и плотности, б — кривая средней квадратической регрессии  $V_p = 1,856 \rho^2 - 5,82\rho + 7,51$ ). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

сю). Хребты и горы обычно имеют субмеридиональную ориентацию [10]. В подчиненном количестве эти породы встречаются на крупных возвышенностях с субконтинентальной корой (Ямато, Хакусан и др.), образуя небольшие наложенные структуры, приуроченные, по-видимому, к разломам. Породы трахибазальтовой серии с эволюцией от оливиновых базальтов до трахитов всегда пористые, обычно с порфировыми выделениями плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Возраст их изменяется от среднего миоцена (18 млн. лет) до позднего плиоцена (3—4 млн. лет).

Обладая высокой пористостью (28—40%), базальты этой серии характеризуются низкими значениями скорости звука и плотности. Скорость продольных волн изменяется в интервале 2,5—4,95 км/с, преобладают значения 3,5—4,5 км/с. Плотность варьирует от 1,9 до 2,5 г/см<sup>3</sup>. Удельный вес имеет максимальные для вулканитов Японского моря значения: 2,89—2,96 г/см<sup>3</sup>.

На диаграммах зависимости скорости звука от содержания TiO<sub>2</sub> и суммарного содержания окислов железа, магния и кальция (ΣRO) положение фигуративных точек базальтоидов группируется в два поля (рис. 3), отвечающих породам базальт-андезит-липаритовой и трахибазальтовой серий. Это указывает на зависимость скорости звука и интервалов ее изменения от структурно-текстурных особенностей и вещественного состава пород, что, в свою очередь, находится в тесной связи с типами структур Японского моря, сформировавшимися в различное время.

Многие авторы отмечали изменение физических свойств пород с возрастом. Так, Хаякава и Балакришны [21, 22] установили, что изверженные горные породы более молодого возраста имеют меньшие скорости продольных волн. Фауст [18] привел формулу для расчета возраста пород:  $V = A(ZT)^{1/6}$ , где  $V$  — скорость продольных волн (км/с),  $Z$  — глубина (км),  $T$  — возраст пород (год),  $A$  — коэффициент пропорциональности. Полученный с помощью этого уравнения возраст оказался близким возрасту, определенному другими методами. На корреляцию скорости продольных волн обратила внимание М. Ф. Скорикова [15] при исследовании изверженных пород ультраосновного состава, объяснив это особенностями исходного минерального состава и метасоматическими изменениями. Б. П. Беликов, К. С. Александров и Т. В. Рыжова [2], разделив эффузивы по степени тектонического воздействия на уплотненные и неуплотненные, на примерах показали, что степень уплотнения и изменения пористости не всегда связана с возрастом пород, а увязывается, скорее, с положением последних в тектонической структуре.

При сравнении изменения скорости звука с возрастом вулканических пород Японского моря (рис. 4) выделяются три этапа (77—47, 47—22 и 18—3,5 млн. лет), породы которых дифференцируются по физическим свойствам. Как уже отмечалось, первые два характеризуются развитием вулканизма базальт-андезит-липаритовой серии. Отличительной петрофизической и текстурной особенностью пород первого этапа являются несколько пониженные значения скорости (3,5—5,4 км/с), обусловленные широко развитым кливажем. Породы второго этапа характеризуются низкими значениями пористости (3—7%), массивной текстурой и высокими скоростями — 4,7—6,2 км/с. Для третьего этапа характерно появление базальтового вулканизма трахибазальтовой серии, важными особенностями пород которого являются высокая макро- и микропористость (до 40%), подушечная отдельность, зональное строение, обусловленное быстрым остыванием лавы (зона стекловатой корки, зона слабой раскристаллизации — микролитов, зона порфировых выделений), и низкая скорость звука.

Таким образом, изменение скорости и плотности с возрастом в кайнозойских вулканических породах Японского моря связано в основном не с вторичными изменениями и уплотнением, как это иногда имеет место [34], а с различными исходными текстурными и структурными особенностями вулканитов, сформировавшихся на определенных этапах истории Япономорской впадины.

Для совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических наблюдений представляет интерес зависимость измеренной скорости от плотности пород. Полученная для базальтоидов связь этих характеристик (рис. 5) отражает изменение пористости и удельного веса вулканитов и хорошо описывается уравнением регрессии:  $V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51$ . Уменьшение пористости вызывает увеличение скорости звука, рост удельного веса обычно приводит к снижению скорости. Установленная зависимость скорости от пористости может быть описана уравнением «среднего времени» [38] для двухкомпонентной пористой среды, состоящей из минералов и пор, заполненных водой,

$$V_T = \frac{V_{\text{воды}} \cdot V_{\text{мин}}}{n(V_{\text{мин}} - V_{\text{воды}}) + V_{\text{воды}}}$$

где  $V_{\text{воды}}$  — скорость звука в заполняющем поры флюиде,  $V_{\text{мин}}$  — средневзвешенная скорость в минералах, формирующих породу,  $n$  — пористость (отношение объема пор к объему образца).

Плотность породы  $\rho_{\text{обр}}$  обусловлена удельным весом минералов  $\gamma$ , плотностью воды, заполняющей поры,  $\rho_{\text{воды}}$ , и пористостью  $n$ :  $\rho_{\text{обр}} =$

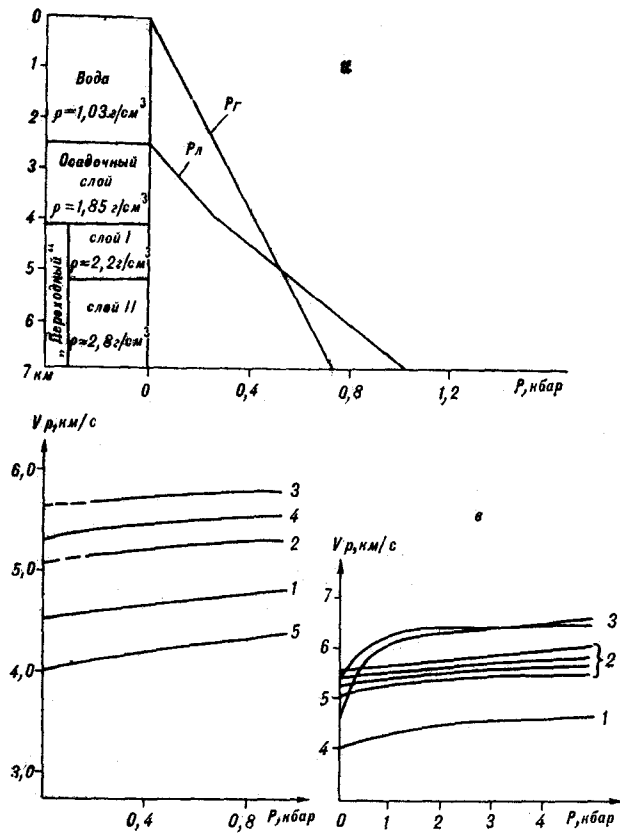


Рис. 6. Диаграммы:

а — изменение гидростатического ( $P_G$ ) и литостатического ( $P_L$ ) давлений в верхней части коры глубоководных котловин (использована обобщенная сейсмическая модель Б. Я. Карпа [8]), б — изменение скорости распространения продольных волн от давления в вулканических породах: 1 — о. Сахалин, 2—3 — Филиппинского и 4—5 — Японского морей (средние зависимости для базальтоидов по [8, 15, 17, 19]), в — изменение скорости от давления в вулканиках, слагающих морфоструктуру дна Японского моря [8]: 1 — хр. Богорова, 2 — возвышенность Ямато, 3 — острова Хонсю и Чукто; возвышенность Такуаю.

$$= \gamma - (\gamma - \rho_{\text{воды}})n.$$

Удельный вес изученных пород варьирует от 2,69 до 2,96 г/см<sup>3</sup> и зависит от химического состава вулкаников. Эмпирически установленная связь описывается уравнением  $\gamma = 2,40 + 2,23\Sigma RO$ , где  $\Sigma RO = FeO + Fe_2O_3 + MgO + CaO$ .

Линия, построенная по уравнению «среднего времени», удовлетворительно аппроксимирует зависимость скорости продольных волн от пористости в вулканических породах дна Японского моря, когда значения аргумента не превышают 23%. При расчете скорости в функции от плотности использовалась теоретическая связь последней с пористостью, описанная выше. Принято:  $V_{\text{мин}} = 6,5$ ,  $V_{\text{воды}} = 1,53$  км/с,  $\gamma = 2,9$  г/см<sup>3</sup>,  $\rho_{\text{воды}} = 1,03$  г/см<sup>3</sup>. Полученная зависимость не противоречит выводам Бёрча [16], который установил экспериментальным путем, что скорость является приближенной функцией плотности для материалов, имеющих

один и тот же средний атомный вес, и подтверждает тесную связь скорости и пористости, описанную Б. П. Беликовым, К. С. Александровым и Т. В. Рыжовой [2].

Вулканики, сложенные главным образом стеклом, характеризуются повышенными скоростями при относительно низкой плотности. При девитрификации скорость снижается. Отклонение линии, описывающей связь плотность — скорость в исследованных нами вулканиках, от зависимости Нейфа и Дрейка [29, 30] при плотностях 2,1, 2,3 и 2,5 г/см<sup>3</sup> составляет соответственно 1000, 450 и 75 м/с в сторону больших скоростей. Установленная зависимость наиболее близко соответствует результатам, полученным для базальтоидов Филиппинского моря [17, 19].

Известно, что скорости в породах, определенные по материалам сейсморазведки, могут отличаться от скоростей, полученных при измерении на образцах в лаборатории. Это связано с рядом факторов, некоторые из них можно учесть (температура, давление, дисперсия скорости).

Согласно обобщенной модели коры глубоководных котловин [6], мощность слоев составляет: осадочного — 1,65 км, промежуточного со скоростью 3,7 км/с — 1,1 км и промежуточного со скоростью 5,6 км/с — 1,67 км. Если принять плотность осадочных пород 1,85 г/см<sup>3</sup>, то литостатическое давление в кровле промежуточного слоя составит приблизительно 0,27—0,32 кбар. В подошве этого слоя, состоящего из пород с плотностью 2,2—2,7 г/см<sup>3</sup>, породы будут испытывать давление ~1 кбар (рис. 6, а). Принятая модель «проницаемой» верхней части коры, когда поры в слагающих ее породах заполнены жидкостью и давление в них определяется весом всего столба воды (водная толща морского бассейна и вода, заполняющая поры пород, залегающих выше рассматриваемого уровня) соответствует выводам, полученным в результате бурения [19, 20, 25, 26, 37], и данным сейсмических исследований, в ходе которых анализировалось соотношение скоростей P- и S-волн [35].

Измерения скорости продольных волн при различных давлениях [8, 15, 17, 19], выполненные на образцах кайнозойских вулканических пород о. Сахалин, Филиппинского и Японского морей, позволяют оценить величину изменения этой характеристики в подобных породах и предсказать изменение in situ значений физических свойств, полученных в лаборатории. Составление зависимостей скорости распространения продольных волн от давления, приведенных различными авторами, показывает (см. рис. 6, б), что для большинства свежих, не претерпевших тектонического воздействия вулкаников, линии, описывающие эти зависимости,

образуют семейство кривых с уравнением  $V = V_0 + 0,4 \div 0,55 e^{p-1/14p}$ , где  $V_0$  — скорость (км/с) при нормальных условиях ( $p = 0,001$  кбар,  $T = 20^\circ\text{C}$ ),  $p$  — давление (кбар).

Максимальное изменение скорости в водонасыщенных пористых базальтах Филиппинского моря [19], вызванное увеличением эффективного давления до 1,5 кбар, не превышает 0,35 км/с, а при давлении 0,5 кбар — не менее 0,15 км/с. По данным Кристенсена [17], для базальтоидов Филиппинского моря изменение скорости в интервале 0,2—1 кбар составляет 0,14 км/с.

Наибольшими градиентами скорости (изменением скорости на единицу давления) характеризуются катаклазированные, испытавшие тектоническое воздействие породы. Для о. Сахалин — это, по-видимому, вулканиты среднего миоценового возраста, описанные М. Ф. Скориковой [15]. В Японском море, на возвышенности Такуяо, как было отмечено выше, встречены вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, отличающиеся сильной раздробленностью. Вполне возможно, что подобные породы выделены М. П. Воляровичем, Е. И. Бажук и др. [8] в группу, характеризующуюся максимальными изменениями скорости в интервале 0—2 кбар, объединяющую породы с возвышенности Такуяо, островов Хонсю и Чукто.

Андезит-базальты хр. Богорова и андезиты центральных частей Южного и Северного хребтов Ямато образуют две другие группы пород, характеризующиеся более пологой формой кривых, описывающих зависимость скорости от давления (см. рис. 6, в). Эти группы, по-видимому, соответствуют трахибазальтовой и базальт-андезит-липаритовой сериям.

Влияние давления на физические свойства вулканических пород необходимо учитывать, и оно может быть учтено введением поправок. Для верхней части переходного слоя (слой 2А), по-видимому, следует ожидать увеличения лабораторных значений скорости на 0,15—0,25 км/с, для нижней (слой 2В) — на 0,25—0,30 км/с.

Если в нижней части «переходного» слоя значительную роль играют катаклазированные породы, подобные вулканитам палеоцен-эоценового возраста, имеющие, в отличие от базальтоидов двух других групп, трещинную пористость, то изменение скорости за счет закрытия пор на этом уровне разреза может составить 1,5 км/с, и значения скорости могут возрасти до 5,9—6,1 км/с.

После того, как трещинные поры закроются, слой, состоящий в основном из пород, для которых другой тип пористости не характерен, по-видимому, теряет проницаемость для флюидов и может являться оболочкой, покрывающей нижележащие толщи. Сила, с которой такой

«поршень» сжимает подстилающие породы, будет расти лавинообразно до значений, равных сумме литостатического и гидростатического давлений, оцениваемых для подошвы переходного слоя величиной 1,7 кбар. В этом случае скачок плотности и скорости в подошве «промежуточного» слоя (или, иными словами, сейсмическая граница, разделяющая океанический и переходный слой) может быть обусловлен не изменениями вещественного состава, а резким изменением пористости пород.

Рост температуры, как известно [1, 7, 28], вызывает снижение скорости в вулканических породах, но отсутствие измерений скорости, выполненных при различных температурах и одновременном воздействии давления, заставляет нас пользоваться для пород Японского моря измерениями при комнатной температуре. Максимальная ошибка при этом составит в основании «океанического» слоя (слой 3)  $\sim 0,1$  км/с.

В последние годы установлено, что скорость распространения продольных волн является функцией их частоты. За счет дисперсии скорости в породе, поры которой заполнены водой, скорость, измеренная на частоте 2 мГц, может быть на 5—10% больше, чем она же, измеренная на частоте 10 Гц [31, 32]. Для расчета поправок на дисперсию Рамананантоанро [33]

рекомендует использовать формулу  $\frac{V_p(f_2)}{V_p(f_1)} = 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{f_2}{f_1}$ , где  $Q$  — величина внутреннего

трения,  $f$  — частота внесения поправок на дисперсию скоростей, измеренных в лаборатории. Рассчитанная по этой формуле поправка к лабораторным значениям скорости при частоте 60 кГц, на которой выполнены наши измерения, составляет 4—9%. Это означает, что величины сейсмических скоростей могут быть на 0,14—0,48 км/с ниже значений, измеренных в лаборатории.

Таким образом, наибольшее отклонение значений скорости упругих волн, измеренных в лаборатории (при нормальных условиях), от величины их в условиях «переходного» слоя, может быть вызвано влиянием давления и наличием дисперсии скорости. Поправки, учитывающие роль этих факторов, имеют разные знаки и частично компенсируют друг друга. По-видимому, этим можно объяснить тот факт, что в большинстве случаев скорости, измеренные нами на образцах вулканитов в лаборатории, практически совпадают со значениями, полученными для «переходного» слоя сейсмическими методами.

## ВЫВОДЫ

Установлено, что изменение скорости продольных волн в вулканических породах, поднятых при драгировании дна Японского моря, определяется в основном вариациями пористости. Увеличение пористости (снижение плотности) вызывает уменьшение скорости звука. Получено уравнение, с помощью которого можно описать зависимость скорости от плотности,

$$V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51.$$

Наилучшая аппроксимация достигается для пород трахибазальтовой серии.

Выделены два «основных» типа базальтоидов, отличающихся друг от друга как петрохимически, так и пористостью, определяемой, по-видимому, исходным содержанием летучих компонентов в магме либо глубиной вулкана от поверхности воды. Пористость образцов вулканитов, распространенных на воз-

вышенностях с субконтинентальной корой, обычно значительно ниже пористости pillow и потоков базальтов, слагающих горы глубоководных котловин. Следствием этого является различие скорости звука в указанных породах.

Полученные данные не противоречат тому, что в строении «переходного» слоя возвышенностей, имеющих субконтинентальный тип коры с сейсмической скоростью  $\sim 5,8$  км/с, наряду с докайнозойскими гранитоидами, метаморфическими и осадочными породами могут значительную роль играть вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии ( $(V_p)_{cp} = 5,3$  км/с), в то время как верхняя часть «переходного» слоя, характеризующаяся скоростями 3,5—3,7 км/с и развитая, главным образом, в глубоководных котловинах (слой 2А), может состоять из пород трахибазальтовой серии ( $(V_p)_{cp} = 3,7$  км/с), слагающих вулканические постройки в Центральной котловине и котловине Хонсю.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баюк Е. И., Лебедев Т. С. Скорость распространения упругих продольных волн.— В кн.: Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1978.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород (с приложением таблиц упругих констант важнейших типов горных пород). М.: Наука, 1970.
3. Берсенева И. И., Ващенко Н. Г. и др. Новые сведения о геологическом строении северной окраины Восточно-Китайского и Филиппинского морей и южной части Японского моря (информация о 25-м рейсе НИС «Первенец»).— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977.
4. Васильев Б. И., Карп Б. Я. и др. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975.
5. Васильев Б. И., Маркевич П. В. О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море).— ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.
6. Васильковский Н. П., Безвергин В. Л. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
7. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Изучение скорости продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах в установившемся высоком давлении с внутренним обогревом.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978.
8. Воларович М. П., Баюк Е. М. и др. Скорости продольных волн при высоких давлениях в горных породах дна Японского моря.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978.
9. Евланов Ю. В., Коновалов Ю. И. О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря.— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978.
10. Евланов Ю. В., Коновалов Ю. И. и др. Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток, 1979.
11. Кобранова В. Н., Цеглок Б. И. и др. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977.
12. Коновалов Ю. И., Грачева А. А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море).— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
13. Леликов Е. П., Сьедин В. Т. и др. Магматические комплексы дна Японского моря.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
14. Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря).— ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3.
15. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1970.
16. Birch F. The velocity of compression waves in rocks to 10 kb. Part II.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66.
17. Christensen N. I., Carlson R. L. et al. Elastic wave velocities in volcanic and plutonic rocks recovered on DSDP leg 31.— Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj., 1975, v. 31.
18. Faust L. Y. Seismic velocity as a function of depth and geological time.— Geophysics, 1951, 16.
19. Fountain D. M. Influence of porosity and water saturation of the north Philippine Sea.— Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., 1980, v. 58.
20. Hamano Y. Physical Properties of Basalts from Holes 417 D and 418 A.— Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., 1980, v. 51—53, Part 2.
21. Hayakawa M., Balakrishna S. An explanation for the high ultrasonic velocity in Indian rocks.— Geophys. Prosp., 1961, v. 9, N 1.
22. Hayakawa M., Balakrishna S. Measurement of longitudinal and transverse wave velocities in some rocks of Hokkaido and India.— Bull. Nat. Geophys. Res. Inst., 1963, v. 1, N 4.



23. *Houts R. E.* Seismic Properties of Layer 2 A in the Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
24. *Houts R., Ewing J.* Upper Crustal Structure as a function of Plate Age.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
25. *Hydman R. D., Drury M. J.* Physical properties of basalts, gabbros and ultramafic rocks from DSDP, leg 37.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1977, v. 37.
26. *Kono M., Hamano Y., Morgan M. J.* Physical properties of basalts from DSDP leg 55.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1980, v. 55.
27. *Ludvig W. J., Murauchi S., Houts R. E.* Sediments and structure of the Japan Sea.— *Geological Society of America Bull.*, 1975, v. 86.
28. *Matsushima S.* Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900°C and 20 kbar.— *Tectonophysics*, 1981, 75.
29. *Nafe J. E., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity densit and velocities of compressional and shear waves.— *Geophysics*, 1957, v. 22.
30. *Nafe J. E., Drake C. L.* Physical Properties of Rocks of Basaltic Composition.— In: *Basalts*. New York: Wiley, 1968, v. 2.
31. *O'Connel R. J., Budiansky B.* Seismic velocities in dry and saturated crack solids.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 19.
32. *O'Connel R. J., Budiansky B.* Viscoelastic properties of fluidsaturated and cracked solids.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82.
33. *Ramanantoandro R.* Correction de dispersion à porter sur les vitesses acoustiques mesurées sur des rockes an laboratoire.— *Reunion scientifique de terre 6-eme.* Paris: Orsay, 1978.
34. *Screiber E., Fox P. J.* Density and P-wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication to the structure of the oceanic crust.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, v. 88.
35. *Spudich P., Orcutt J.* Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from modeling of seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85.
36. *Talwani M., Windish C. C., Langseth M. G.* Reykjanes Ridge Crust: a Detailed Geophysical Study.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76.
37. *Warren N., Rosendahl B. R.* Velocity — density systematics for basalts drilled on the East Pacific rise and Galapagos rift during Deep Sea Drilling Project, leg 54.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1980, v. 54.
38. *Wyllie M. R. J.* An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media.— *Geophysics*, 1956, v. 23.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
1 августа 1983 г.