

ISSN 0203-0306

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ
и
СЕЙСМОЛОГИЯ



5 · 1990

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-кор. АН СССР **Л. Н. РЫКУНОВ** [главный редактор],
 член-кор. АН СССР **С. А. ФЕДОТОВ** [зам. главного редактора], д-р геол.-мин. наук
В. Н. ШИЛОВ [зам. главного редактора], д-р геол.-мин. наук **С. Т. БАЛЕСТА** [ответств.
 секретарь], д-р геол.-мин. наук **А. А. БУХАРОВ**, канд. физ.-мат. наук **Е. И. ГОРДЕЕВ**,
 д-р геол.-мин. наук **Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ**, д-р геол.-мин. наук **К. К. ЗЕЛЕНОВ**, канд. физ.-
 мат. наук **А. И. ИЩЕНКО**, канд. геол.-мин. наук **Г. А. КАРПОВ**, канд. геол.-мин. наук
Н. Н. КОЖЕМЯКА, д-р геол.-мин. наук **Э. Г. МАЛХАСЯН**, канд. геол.-мин. наук
И. А. МЕНЯЙЛОВ, д-р физ.-мат. наук **А. В. НИКОЛАЕВ**, канд. геол.-мин. наук **В. М. ОК-**
РУГИН, д-р геол.-мин. наук **А. А. СИДОРОВ**, канд. физ.-мат. наук **В. Б. СМИРНОВ**,
 канд. физ.-мат. наук **С. В. СОБОЛЕВ**, канд. геол.-мин. наук **Ю. П. ТРУХИН**, канд. геол.-
 мин. наук **А. П. ХРЕНОВ**, д-р геол.-мин. наук **А. А. ЯРОШЕВСКИЙ**

СОДЕРЖАНИЕ

Жаринов С. Е. Модель возвратных движений для расчета деформаций поверхности после сильнейших землетрясений	3
Вольнец О. Н., Успенский В. С., Аношин Г. Н., Валов М. Г., Патока М. Г., Пузанков Ю. М., Ананьев В. В., Шипицин Ю. Г. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным)	14
Рожков А. М., Таран Ю. А., Серафимова Е. К., Есиков А. Д., Чешко А. Л. Химический и изотопный состав магматических газов Ключевского вулкана (извержение 1988 г.)	28
Краснов С. Г., Судариков С. М. Химический состав и происхождение океанских рудообразующих гидротерм	37
Торохов П. В., Черткова Л. В. Водные массы кальдеры Львиная Пасть и их газогидрохимические особенности	51
Кутыев Ф. Ш. К энергетике геологических процессов (энерговоды)	69
Зубин М. И., Козырев А. И., Лучицкий А. И. Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка)	76
Михайлова Т. Г., Тихонов И. Н., Мангушев В. А., Никифоров И. В. Автоматическая идентификация наложения сигналов на сейсмограмме от двух последовательных толчков	94
Мельников Ю. Ю. Пакет программ для определения координат гипоцентров землетрясений Камчатки на ЭВМ	103

Editor-in-Chief L. N. RYKUNOV

CONTENTS

Zharinov S. E. Backward Creep Model for Postseismic Deformation Following Great Earthquakes	3
Volynets O. N., Uspensky V. S., Anoshin G. N., Valov M. G., Patoka M. G., Puzanov Yu. M., Ananyev V. V., and Shipitsyn Yu. G. Evolution of Geodynamic Regime of Magma Formation in East Kamchatka in the Late Cenozoic as Shown by Geochemical Data	14
Rozhkov A. M., Taran Yu. A. Chemical and Isotopic Composition of Magmatic Gases of Kluhevskoy Volcano (Eruption of 1988)	28
Krasnov S. G., and Sudarikov S. M. Chemical Composition and Genesis of Oceanic Ore-Forming Hydrothermal Solutions	37
Torokhov V. P., and Chertkova L. V. Waters of the L'vinaya Past' Caldera and Their Gas-Hydrochemical Characteristics	51
Kutyev F. Sh. Energetics of Geologic Processes (Energy guides)	69
Mikhailova T. G., Tichonov I. N., and Nikiforov I. V. Automatic Identification of Overlapping of Signals Produced by Two Subsequent Shocks on a Seismogram	94
Melnikov Yu. Yu. Computer-Based Procedure for Locating Hypocenters of Earthquakes in Kamchatka	103

Адрес редакции

683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,
Институт вулканологии, тел. 5-91-19

103062, Москва, Подсосенский пер., 21, тел. 120-05-95

Зав. редакцией С. А. Андреева

Технический редактор И. В. Карандашова

Сдано в набор 30.07.90 Подписано к печати 28.09.90 Формат бумаги 70×108^{1/16}
 Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 7,6 тыс. Уч.-изд. л. 11,0 Бум. л. 3,5
 Тираж 760 экз. Зак. 294 Цена 1 р. 20 к.

Адрес редакции: 103062, Москва Подсосенский пер., 21.

Тел. 120-05-95

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 550.34.01

© 1990 г.

С. Е. ЖАРИНОВ

МОДЕЛЬ ВОЗВРАТНЫХ ДВИЖЕНИЙ ДЛЯ РАСЧЕТА ДЕФОРМАЦИЙ ПОВЕРХНОСТИ ПОСЛЕ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Предложена простая модель для описания постсейсмических деформаций, связанных с сильнейшими поверхностными землетрясениями островных дуг и активных континентальных окраин. Модель основана на концепции «овершута». Считается, что в момент землетрясения внешние нагрузки полностью снимаются, и дальнейшее изменение напряженно-деформированного состояния среды во времени определяется медленными возвратными движениями типа крипа по главной разломной зоне.

В рамках задачи о плоской деформации разломная зона представляется в виде наклонного разреза, выходящего на свободную границу однородной упругой полуплоскости. Вводится линейная зависимость касательных напряжений от скорости смещений на разрезе, что соответствует представлению о наличии вязкого слоя между бортами разреза. Начальные смещения на разрезе задаются дислокацией (кинематический подход). Приведено сингулярное интегродифференциальное уравнение, определяющее изменения напряженного состояния среды во времени, и выписана численная схема его решения.

Модель использована для описания вертикальных смещений поверхности после Аляскинского землетрясения 1964 г., по которому имеются представительные данные о деформациях через 1 год, 4 года и 11 лет после события. Проведены калибровка модели и численные расчеты, результаты которых показали удовлетворительное совпадение теории с экспериментальными данными.

BACKWARD CREEP MODEL FOR POSTSEISMIC DEFORMATION FOLLOWING GREAT EARTHQUAKES, by Zharinov S. E. A simple model to evaluate postseismic deformation associated with great shallow dip-slip earthquakes at island arcs and active continental margins has been suggested. The model is based on the «overshoot» concept by Fitch and Scholz. It is assumed that complete relaxation on the external remote forces takes place due to the earthquake, and backward creep motion along the fault plane is supposed to be the only mechanism governing the stress changes of the medium. Within the framework of plane strain problem the fault zone is modelled by an inclined shear surface crack imbedded in a homogeneous elastic halfplane. It is also assumed that shear stress along the crack line depends linearly on the rate of slip, in other words, viscous layer is supposed to intervene between the crack sides. A singular integrodifferential equation which defines the state of stress of the medium in time as well as a numerical procedure for its solution are presented. Initial displacement jump is specified by dislocation (kinematic approach). The model is verified for postseismic vertical crustal movements following the great Alaskan earthquake of 1964. Results of the numerical modelling occurred to fit the experimental levelling data quite satisfactorily.

(Received September 18, 1989)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Введение

Современные модели циклов сильнейших поверхностных землетрясений, происходящих в островных дугах и активных континентальных окраинах, в целом удовлетворительно и принципиально сходным образом объясняют процесс накопления и разгрузки напряжений на временных интервалах порядка нескольких десятков — сотен лет [3, 7, 12, 13, 18, 21, 23]. При этом собственно косейсмические движения хорошо описываются в рамках концепции упругой отдачи, однако по поводу других коротких фаз цикла, в том числе постсейсмической, существуют различ-

ные, часто противоречивые представления [2]. Последние в значительной степени обусловлены сравнительно небольшим количеством накопленного экспериментального материала: данных повторных нивелировок, измерений уровня моря и других, а также неполнотой этих данных и, следовательно, возможной неоднозначностью их интерпретации. Так, для описания постсейсмических деформаций, связанных с Аляскинским землетрясением 1964 г., изучалось по крайней мере пять теоретических моделей [4], а две из них, как показано в [24], дали почти идентичные результаты в области, для которой имеются инструментальные данные по вертикальным смещениям земной поверхности.

В настоящей работе рассматривается постсейсмическая фаза цикла сильнейших землетрясений, продолжительность которой оценивается в первые несколько лет с момента главного толчка [2]. Большинство моделей, предлагавшихся для объяснения характера проявления постсейсмических деформаций, основаны, как правило, на одном из двух подходов, описывающих перераспределение напряжений, связанных с сейсмической подвижкой. Первый подход использует механизм релаксации в астеносфере с привлечением моделей упругой плиты на вязкоупругом основании, либо вязкоупругого слоя [6, 12, 14, 15, 19, 23]; вариант — включение тела с максвелловской реологией в упругом полупространстве [24]. Обычно вязкость астеносферы оценивают величинами не менее 10^{19} — 10^{20} Пз, поэтому соответствующее время релаксации имеет порядок несколько десятков лет. Также поэтому, вероятно, модели вязкой релаксации, хорошо описывая межсейсмическую фазу цикла, дают значительные расхождения с данными о деформациях в первые годы после сильнейших землетрясений и требуют модификаций с привлечением других механизмов [23]. Второй распространенный подход к задаче — моделирование движений (сейсмических или асейсмических), которые по предположению могут иметь место на продолжении главного разлома [8, 10, 11, 21, 22]. Подбором величины смещения и угла наклона глубинной части разлома (в общем случае не совпадающей по направлению с плоскостью очага самого землетрясения) иногда удается достаточно хорошо согласовать расчетные данные с экспериментальными [4]. Однако остается неясным механизм развития процесса во времени, а увеличение числа свободных параметров снижает универсальность модели.

Ниже предлагается простая модель для описания постсейсмических деформаций, основанная на концепции возвратных движений по главной разломной зоне. Идея «овершута» и связанных с ним возвратных движений после сильнейших землетрясений была высказана в работах [8, 20], однако дальнейшего развития не получила. Последнее, возможно, объясняется отсутствием подходящей модели для описания процесса во времени, а также тем, что привлекавшиеся подходы, главным образом дислокационный [18], не дали хорошего совпадения с результатами натурных измерений. Считалось, например, что этим механизмом не удастся объяснить особенности вертикальных смещений поверхности, наблюдавшихся после Аляскинского землетрясения [4]. В теоретической части настоящей работы приводится описание модели, а затем указанное выше землетрясение используется в качестве примера, иллюстрирующего применимость предлагаемого подхода.

Описание модели, основные соотношения, схема численных расчетов

В рамках задачи о плоской деформации рассмотрим однородную упругую полуплоскость $z = x_1 + ix_2$, $x_2 \geq 0$ с горизонтальной свободной границей (рис. 1, а). Пусть плоскость очага землетрясения (разлом, в модели — разрез) наклонена под углом α к поверхности и имеет размер

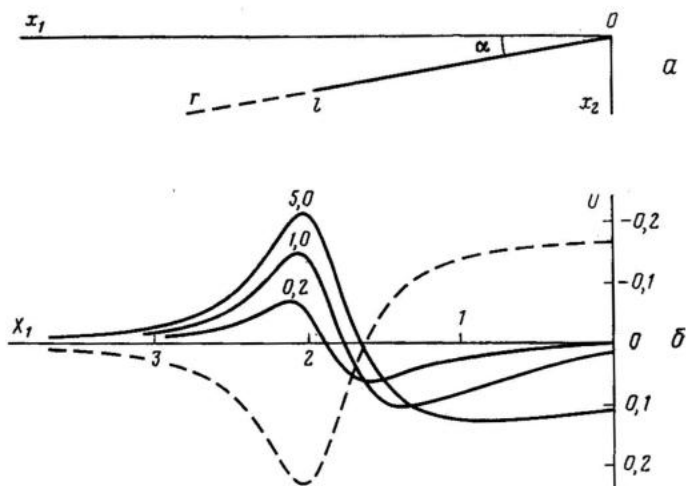


Рис. 1. Схема модели разлома в полуплоскости (а). Вертикальные смещения поверхности относительно начального состояния в процессе возвратных движений по разлому (цифры на линиях соответствуют безразмерному времени T). Пунктирной кривой показаны косейсмические деформации (б)

l по падению. Здесь и далее в работе считается, что разлом выходит на поверхность, хотя предлагаемый подход в принципе применим и для случая внутреннего разлома.

Напряженное состояние среды в каждый момент времени после землетрясения в квазистатическом приближении определяется, очевидно, суперпозицией (I) напряжений, связанных с движением по разлому под действием силы тяжести и внешних нагрузок, и (II) вариаций напряжений, обусловленных косейсмической подвижкой по разлому в предположении отсутствия объемных сил и нагрузок на бесконечности. Ниже будет рассмотрен случай полного снятия внешних нагрузок, т. е. будут исследоваться только вариации. Ясно, что в рамках сделанных допущений перераспределение напряжений, связанное со скачком смещений на разломе, приведет к возвратным движениям, направленным на восстановление исходного равновесного состояния. Некоторые соображения о границах применимости данного подхода содержатся в заключительном разделе статьи.

Постановка и общее решение задачи теории упругости для чисто сдвигового разреза в полуплоскости получено в работе [1], в которой выписаны выражения для комплексных потенциалов Колосова-Мусхелишвили в виде интегралов типа Коши через производную функции смещений на разрезе $u(r, t)$, где $r \in [0, l]$, t — время. Для определения самой функции u в каждый момент времени необходимо задать условие взаимодействия краев разреза. Заметим, что скорость смещений по разлому предполагается небольшой (по сравнению со скоростью распространения сейсмических волн в среде), поэтому можно считать, что в любой момент времени каждая точка полуплоскости находится в положении равновесия. Асейсмические движения вдоль разломных зон обычно описывают с помощью введения некоторого подходящего реологического соотношения, связывающего касательные напряжения со смещениями и/или скоростью смещений [21, 25]. Наиболее простая и часто используемая форма связи — линейная зависимость напряжений от скорости смещений [1, 9], что соответствует представлению о наличии между краями разреза вязкого слоя толщиной b с вязкостью μ . Модифицируя с учетом отсутствия напряжений на бесконечности, полученные в [1] результаты, выпишем сингулярное интегро-дифференциальное уравне-

ние, определяющее изменение функции смещений на разрезе во времени:

$$\frac{G}{2\pi(1-\nu)} \int_0^l \left[\frac{1}{r-s} + k(r, s) \right] \frac{\partial u(r, t)}{\partial r} \partial r + \frac{\mu}{b} \frac{\partial u(s, t)}{\partial t} = 0. \quad (1)$$

Здесь G — модуль сдвига среды, ν — коэффициент Пуассона, регулярная часть ядра в подынтегральном выражении имеет вид

$$k(r, s) = (r^2 + s^2 - 2rs \cos 2\alpha)^{-3} \sum_{m=0}^5 A_m r^{5-m} s^m, \quad (2)$$

где $A_0 = -\cos 4\alpha$, $A_1 = 3\cos 4\alpha + 2\cos 2\alpha$, $A_2 = -2\cos 2\alpha(\cos 4\alpha + 4)$, $A_3 = 3\cos 4\alpha - 2\cos 2\alpha + 9$, $A_4 = \cos 4\alpha - 6\cos 2\alpha$, $A_5 = 1$, а начальные условия для решения уравнения (1) запишем следующим образом:

$$u(s, 0) = u_0(s), \quad s \in [0, l].$$

Сделаем замену переменных

$$r = \frac{l}{2}(\xi + 1), \quad s = \frac{l}{2}(\eta + 1), \quad K(\xi, \eta) \equiv \frac{l}{2} k\left(\frac{l}{2}(\xi + 1), \frac{l}{2}(\eta + 1)\right)$$

и введем безразмерные величины смещений и времени: $U = u/U_0$, $T = t/T_0$, где U_0 — средняя величина подвижки по разлому в момент землетрясения, а шкала времени задается выражением

$$T_0 = \frac{\mu(1-\nu)l}{Gb}.$$

Соотношения (1)–(2) в безразмерной форме запишутся следующим образом:

$$\frac{1}{\pi} \int_{-1}^1 \left[\frac{1}{\xi - \eta} + K(\xi, \eta) \right] \frac{\partial U(\xi, T)}{\partial \xi} \partial \xi + \frac{\partial U(\eta, T)}{\partial T} = 0, \quad (3)$$

$$K(\xi, \eta) = [(\xi + 1)^2 + (\eta + 1)^2 - 2(\xi + 1)(\eta + 1)\cos 2\alpha]^{-3} \times \\ \times \sum_{m=0}^5 A_m (\xi + 1)^{5-m} (\eta + 1)^m.$$

Для решения уравнения (3) используем численную схему, предложенную в [1]. Заменим при малых шагах по времени $\Delta T = T_{k+1} - T_k$ производную функцию смещений в момент T_k первой разностью

$$\left. \frac{\partial U(\eta, T)}{\partial T} \right|_{T=T_k} \approx \frac{U(\eta, T_{k+1}) - U(\eta, T_k)}{\Delta T},$$

запишем в соответствии с определением

$$U_k(\eta) \equiv U(\eta, T_k) = \int_{\eta}^1 \left. \frac{\partial U(\xi, T)}{\partial \xi} \right|_{T=T_k} \partial \xi$$

и представим производную функции смещений по разрезу в виде

$$\left. \frac{\partial U(\xi, T)}{\partial \xi} \right|_{T=T_k} = \omega_k(\xi) \left(\frac{1+\xi}{1-\xi} \right)^{1/2},$$

где $\omega_k(\xi)$ — некоторая непрерывная и ограниченная на отрезке $[-1, 1]$ функция. Тогда, используя приведенные в [1] квадратурные формулы,

нетрудно свести исходную задачу к решению в каждый момент времени T_k системы n линейных алгебраических уравнений:

$$\sum_{i=1}^n B_{ji} v_k(\xi_i) = U_{k-1}(\eta_j), \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (4)$$

относительно неизвестных значений вспомогательной функции $v_k(\xi) \equiv \equiv 2(1 + \xi) \omega_k(\xi) / (2n + 1)$. При этом узлы интегрирования задаются соотношениями

$$\xi_i = \cos \left(\frac{2i-1}{2n+1} \pi \right), \quad \eta_j = \cos \left(\frac{2j}{2n+1} \pi \right), \quad i, j = 1, 2, \dots, n,$$

выражение для функции смещений в момент времени T_k имеет вид

$$U_k(\eta_j) = \sum_{i=1}^n v_k(\xi_i) C_{ji}, \quad (5)$$

а коэффициенты представлений (4)–(5) записываются следующим образом:

$$C_{ji} = \arccos \eta_j + \sqrt{1 - \eta_j^2} + \left[\cos \left(\frac{2i-1}{2n+1} \frac{\pi}{2} \right) \right]^{-1} \times \\ \times \sum_{m=0}^{n-1} \cos \left((2m+1) \frac{2i-1}{2n+1} \frac{\pi}{2} \right) \left[\frac{\sin(m \arccos \eta_j)}{m} + \frac{\sin((m+1) \arccos \eta_j)}{m+1} \right] \\ B_{ji} = \frac{1}{\xi_i - \eta_j} + K(\xi_i, \eta_j) + \frac{C_{ji}}{\Delta T}, \quad i, j = 1, 2, \dots, n$$

(значение n выбирается из соображений точности расчетов). Подстановка полученных в результате решения задачи (4)–(5) значений вспомогательной функции $v_k(\xi)$ в формулы для упругих комплексных потенциалов [1] дает возможность рассчитать любые параметры напряженно-деформированного состояния среды в момент времени T_k . Далее в работе будут исследоваться вертикальные смещения свободной поверхности (для которых можно провести сравнение с экспериментальными данными), поэтому приведем выражение только для их расчета:

$$U_k(X_1) = \sum_{i=1}^n v_k(\xi_i) E(\xi_i, X_1),$$

где

$$X_1 = \frac{2}{l} x_1, \quad E(\xi, X_1) = D(\xi, X_1) \sin \alpha - \frac{(\xi + 1) X_1 \sin^2 \alpha}{(\xi + 1)^2 + X_1^2 - 2(\xi + 1) X_1 \cos \alpha}$$

$$D(\xi, X_1) = \begin{cases} \arctg \left(\frac{(\xi + 1) \sin \alpha}{X_1 - (\xi + 1) \cos \alpha} \right), & \text{при } X_1 \leq 0, X_1 \geq (\xi + 1) \cos \alpha, \\ \pi + \arctg \left(\frac{(\xi + 1) \sin \alpha}{X_1 - (\xi + 1) \cos \alpha} \right), & \text{при } 0 < X_1 < (\xi + 1) \cos \alpha. \end{cases}$$

Итерационная задача (4)–(5) решалась для числа узлов $n=20$ с шагом по времени $\Delta T=0,001$. В качестве начального (при $k=1$) на разрезе принималось равномерное смещение от единичной дислокации: $U_1(\eta) \equiv -1$. На рис. 1, б и рис. 2 приведены результаты расчета вертикальных смещений свободной поверхности $U(X_1)$ в процессе возвратных движений по разрезу. Взятый при моделировании угол наклона разреза $\alpha=10^\circ$ примерно соответствует положению плоскости разрыва в очаге Аляскинского землетрясения [17], для которого в следующем разделе статьи исследуется вопрос о применимости предложенной модели.

Применение модели для описания вертикальных смещений поверхности после Аляскинского землетрясения

Катастрофическое землетрясение 28 марта 1964 г. произошло во фронтальной зоне восточной части Алеутской островной дуги, оно было одним из сильнейших сейсмических событий столетия: $M_s=8,5$, $M_w=9,2$ [2]. Связанные с ним деформации поверхности охватили все южное побережье Аляски, размеры очаговой зоны оценены величинами 800×250 км [17]. Землетрясение и его эффект детально изучены сейсмологическими и геологическими методами [4, 16, 17 и др.]. Наиболее важными с точки зрения применимости предложенной выше модели являются данные повторных нивелировок, выполненных сразу после землетрясения, а также через 1 год, 4 года и 11 лет после него. Измерения проводились вдоль линии протяженностью 100 км, расположенной примерно вкрест простирания очаговой зоны, в ее восточном секторе между пунктами Уитьер и Анкоридж и пересекающей большую часть области косейсмических опусканий поверхности. Подробное описание методики и результатов геодезических наблюдений приведено в работе [4].

Чтобы применить рассматриваемую модель для описания деформаций поверхности после Аляскинского землетрясения ее необходимо откалибровать, т. е. определить шкалы длины l , смещений U_0 и времени T_0 . Первые две из них получим, используя данные косейсмических вертикальных смещений поверхности вдоль анализируемого профиля [4, 16] и сравнив их с расчетными (пунктирная линия на рис. 1, б). Заметим, что угол наклона $\alpha=10^\circ$ принят условно из диапазона $5-15^\circ$, называемого в работах [16, 17]. На рис. 3 показаны результаты совмещения теоретической и экспериментальной кривых опускания, которые приводят к следующим оценкам: $l \approx 285$ км, $U_0 \approx 8$ м. Полученное значение длины разлома лежит в пределах $175-290$ км, определенных для этого землетрясения другими методами [17]; вычисленная величина средней подвижки меньше максимальной (~ 20 м), приводимой в [17], но согласуется с более поздними оценками (~ 7 м) [2]. Шкалу времени

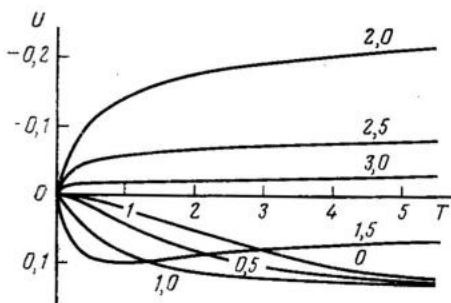


Рис. 2. Изменения вертикальных смещений для некоторых точек поверхности во времени (цифры на линиях обозначают координаты X_1 рассматриваемых точек)

поверхности на участке Уитьер — Анкоридж для откалиброванной модели в моменты времени, соответствующие интервалам 1 год, 4 года и 11 лет после землетрясения. На рис. 4 нанесены также данные повторных нивелировок из [4] для тех же периодов времени. Почти полное совпадение кривых свидетельствует о хорошем согласии теории и эксперимента. Заметное отличие имеет место только в окрестности точки А (более пологий наклон теоретических кривых); возможные причины этого расхождения обсуждаются ниже.

Дополнительное подтверждение приемлемости рассматриваемой модели можно получить, сравнив наблюдаемые и рассчитанные попарные

установим следующим образом. Максимальный подъем поверхности между пунктами нивелировки Уитьер и Анкоридж через 11 лет после землетрясения составил ~ 55 см [4] или, с учетом введенной шкалы смещений, $\sim 0,07$ в безразмерных величинах. Такое значение достигается при моделировании за безразмерное время $T_0 \approx 0,2$ (см. рис. 1, б), поэтому в качестве оценки немедленно получаем: $T_0 \approx 55$ лет.

На рис. 4 приведены расчетные профили вертикальных смещений

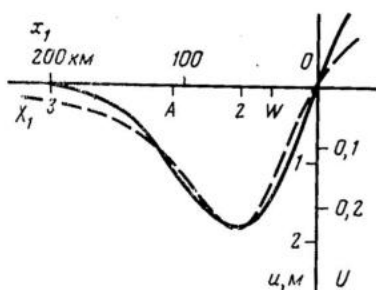


Рис. 3

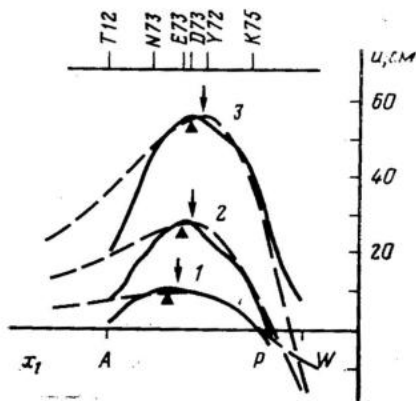


Рис. 4

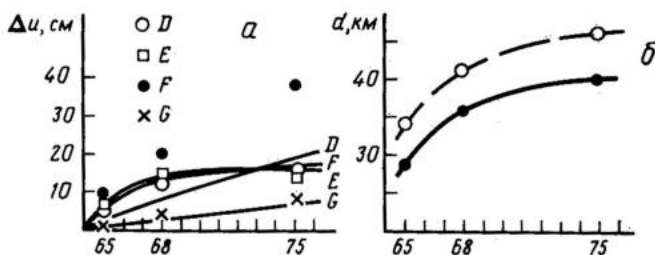


Рис. 5

Рис. 3. Калибровка модели по косейсмическим вертикальным смещениям поверхности: сплошная линия — реальные данные по Аляскинскому землетрясению [4], пунктиром показана теоретическая кривая. Расстояние по оси x_1 отсчитывается от точки, соответствующей нулевым деформациям. Символами А и W обозначено положение конечных пунктов нивелировки Анкоридж и Уитьер

Рис. 4. Вертикальные смещения поверхности через 1 год (1), 4 года (2) и 11 лет (3) после Аляскинского землетрясения: сплошные линии — данные повторных нивелировок [4], пунктирные — результаты расчетов по откалиброванной модели. Треугольники и стрелки обозначают положения максимального подъема соответственно в натуре и модели. В верхней части рисунка показано положение некоторых промежуточных пунктов наблюдения, P — положение пункта Портидж. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 3

Рис. 5. Относительные вертикальные смещения между пунктами D73—T12 (D), D73—K75 (E), Y72—K75 (F), F73—N73 (G); данными из работы [4] сохранены авторские обозначения, положения пунктов показаны на рис. 4. Сплошные линии — результаты модельных расчетов (a). Расстояние от точки максимального подъема поверхности до пункта Анкоридж по данным наблюдений [4] (сплошная линия) и в модели (пунктирная кривая). По горизонтальной оси отложены годы проведения повторных нивелировок [4] (б).

вертикальные смещения во времени между отдельными промежуточными пунктами нивелировок. При таком сравнении снимается возможное влияние неконтролируемого перемещения точки отсчета (в данном случае пункт А, для которого в [4] постулируется абсолютный подъем с постоянной скоростью 16,3 мм/год). В [4] приведены данные для некоторых пар, положение которых указано на рис. 4. Эти же данные представлены на рис. 5, а вместе с теоретическими кривыми, полученными при моделировании. Как видно из сопоставления результатов, в трех случаях из четырех совпадение очень хорошее; расхождение для пары D73—T12 повторяет установленную выше рассогласованность в поведении кривых вблизи точки А.

Отметим, кроме того, две интересные качественные особенности в характере экспериментальных данных, которые также находят подтверждение в модели. Во-первых, как замечено в [4], положение точки максимального подъема медленно мигрирует в сторону пункта *W*, примерно на 10 км за 11 лет (см. рис. 4). Из рис. 4 и модельных расчетов следует, что аналогичная закономерность наблюдается и в поведении теоретических кривых, хотя и со смещением в несколько километров. Рис. 5, б иллюстрирует последнее утверждение более наглядно. Вторая особенность — небольшие отрицательные смещения (опускание поверхности) в пункте Портидж в первые несколько лет после землетрясения (рис. 4, кривые 1 и 2), переходящие со временем в положительные (рис. 4, кривая 3).

Обсуждение результатов и выводы

Механизм возвратных движений по главной разломной зоне, по-видимому, впервые был привлечен для объяснения постсейсмических деформаций, связанных с землетрясением 1946 г. в желобе Нанкай [8]. Данные по этому и некоторым другим сильным японским землетрясениям показали, что вертикальные смещения поверхности в первые несколько лет после события противоположны по знаку косейсмическим [20], причем для землетрясения 1946 г. были получены следующие оценки смещений по разлому: 7—12 м в прямом направлении, 2—4 м (т. е. почти 30% от косейсмических) — в обратном [8, 20]. В дальнейшем для описания сейсмического цикла в желобе Нанкай предлагались другие интерпретации, основанные либо на механизме вязкой релаксации напряжений в астеносфере (модель упругой плиты на вязко-упругом основании) [23], либо на моделировании асейсмических движений вдоль глубинного продолжения разломной зоны (модель разреза с вязким контактом берегов в упругом полупространстве) [21]. Заметим, однако, что провести проверку теоретических результатов для постсейсмической фазы цикла на примере указанного землетрясения затруднительно. Дело в том, что достоверные экспериментальные данные имеются только по повторным нивелировкам, выполненным через 20 лет после события, тогда как продолжительность постсейсмической фазы короче и обычно оценивается в 5—10 лет [2].

Результаты детальных наблюдений за постсейсмическими деформациями поверхности в первые годы цикла известны, вероятно, только для случая Аляскинского землетрясения 1964 г. [4]. Кроме предложенной в настоящей работе модели, для этого землетрясения ранее в литературе рассматривались еще два механизма, обеспечивающих, по мнению их авторов, согласие между теорией и экспериментом [4, 24]. В обоих случаях удалось подобрать параметры моделей таким образом, чтобы получить удовлетворительное совпадение профилей вертикальных смещений для момента времени, соответствующего периоду в 11 лет после события. Из анализа, проведенного в предыдущем разделе статьи, следует, однако, что в характере вертикальных смещений по крайней мере для указанного землетрясения выделяется несколько качественных особенностей, которые также должны получить объяснение при моделировании: 1) экспоненциальный подъем поверхности с различными для разных точек профиля постоянными времени (см. рис. 4 и рис. 5, а); 2) миграция положения максимального подъема в сторону выхода разлома на свободную поверхность (см. рис. 4 и рис. 5, б); 3) опускание поверхности в первые годы после землетрясения и последующий подъем для точек, лежащих в окрестности ближайшего к выходу разлома конца профиля (см. рис. 4). Модель, использующая упругое полупространство с вязкоупругим максвелловским включением вблизи нижнего конца разлома [24], очевидно, должна удовлетворять первому и, возможно, третьему условию, но не согласуется со вторым, как отмечено в

[24]; расчеты показывают миграцию максимума в направлении, противоположном наблюдаемому. Модель асейсмических движений (крипа) на глубинном продолжении главного разлома при подходящем законе взаимодействия на контакте в принципе может обеспечить экспоненциальное поведение (первое условие) и, вероятно, миграцию максимума в нужном направлении (второе условие). При этом, однако, неподвижной точкой является положение выхода разлома на поверхность и получить наблюдаемые отрицательные смещения (третье условие) невозможно. Для преодоления указанного противоречия в [4] рассматривалась модификация модели, в которой плоскость крипа имеет более крутой наклон ($\sim 25^\circ$) по сравнению с главным разломом. В последнем случае, действительно, появляется область небольших отрицательных смещений, но с ростом величины подвижки опускание поверхности в данной области должно только увеличиться и не может изменить знак. Успешное применение других подходов для рассматриваемого землетрясения, в частности моделей вязкой релаксации в астеносфере, автору неизвестно. Заметим только, что характер постсейсмических деформаций в указанных моделях значительно сложнее и существенно зависит от подбора параметров [12, 23], а во многих случаях вместо подъема происходит опускание поверхности [6, 14, 22].

Предложенная в настоящей работе простая модель для описания возвратных движений, как показано в предыдущем разделе статьи, объясняет качественные особенности вертикальных смещений поверхности после Аляскинского землетрясения (условия 1—3), а после соответствующей калибровки обеспечивает в целом хорошее количественное совпадение с экспериментальными профилями для трех различных моментов времени (см. рис. 4, 5). Небольшие расхождения, например относительное смещение положения максимального подъема, могут быть частично устранены за счет более тщательной калибровки модели. Такая цель в работе не ставилась. Кроме того, следует подчеркнуть, что при моделировании решалась двумерная задача для однородной упругой среды, начальные косейсмические подвижки задавались дислокацией, а условия на контакте определялись постоянными параметрами b и μ . Учет неоднородности среды и трехмерности может уменьшить расхождения, как это показано для землетрясения 1946 г. в желобе Нанкай [28]. Механизм разрыва в очаге, очевидно, также имеет более сложный характер, о чем свидетельствует наличие области небольшого косейсмического подъема к северу от очаговой зоны Аляскинского землетрясения [16]. С этим эффектом, вероятно, связан более медленный по сравнению с предписываемым моделью постсейсмический подъем поверхности в окрестности пункта Анкоридж (см. 4 и рис. 5, а).

Более принципиальными являются следующие два положения, определяющие условия применимости рассматриваемого подхода. Во-первых; это допущение о том, что постсейсмические деформации обусловлены вариациями напряженного состояния среды, связанными только с подвижкой по разлому. На самом деле внешние силы скорее всего продолжают действовать и после землетрясения. Остаточные напряжения обеспечивают некоторые квазистационарные деформации поверхности, в том числе фоновые вертикальные смещения, которые за голоценовый период оцениваются для островных дуг значениями в несколько мм/год [26, 27]. Величины смещений, наблюдаемых в первые годы после сильнейших землетрясений, как известно, по крайней мере на порядок больше [2, 4]. Если допущение в том, что для некоторых событий возможно полное или почти полное снятие внешней нагрузки, неприемлемо, то предложенный подход должен быть модифицирован.

Во-вторых, возвратные движения по разлому в модели будут продолжаться бесконечно долго до полной релаксации напряжений в среде. Фактические же данные свидетельствуют о том, что постсейсмиче-

ская фаза длится несколько лет [2], а средняя величина обратной подвиги при этом может составлять около 30% от косейсмического скачка смещений [20]. Вопрос о замедлении движений по разлому и об условиях полной остановки в настоящей работе не рассматривается. Интуитивно ясно, однако, что эти эффекты могут найти физическое объяснение в рамках известных представлений о «залечивании» разломных зон со временем, а соответствующее формальное описание нетрудно получить введением нелинейной зависимости вязкости от скорости деформаций [3, 21]. Заметим, что проведенная выше для случая Аляскинского землетрясения калибровка модели приводит к следующим оценкам параметров контактного слоя (при $G=500$ Кбар, $\nu=0,2$): $\mu/b \approx 3,6 \cdot 10^{14}$ Па·с/м,— что соответствует, например, вязкому течению в слое толщиной $b=10^2-10^3$ м с эффективной вязкостью $\mu=3,6 \cdot 10^{17}-3,6 \cdot 10^{18}$ Пз. Последние значения согласуются по порядку величины с оценками, полученными для других моделей, в которых привлекается механизм вязкого контакта на границе океанического и континентального блоков [3, 5]. Расчеты показывают также, что для рассматриваемого случая величина обратной подвиги за период 11 лет после землетрясения составляет всего около 15%.

Таким образом, если возвратные движения после сильнейших землетрясений действительно имеют место, то вариации напряженно-деформированного состояния среды в постсейсмическую фазу цикла могут быть описаны с помощью предложенной в работе простой модели. Расчеты, выполненные для Аляскинского землетрясения 1964 г., показывают практическую применимость модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дёмин С. С., Жаринов С. Е. Геомеханическое моделирование активной континентальной окраины (модель глубинного разлома)//Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 63—76.
2. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
3. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
4. Brown L. D., Reilinger R. E., Holdahl S. R., Balazs E. I. Postseismic crustal uplift near Anchorage, Alaska//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. N 23. P. 3369—3378.
5. Gloos M., Shreve R. L. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: I. Background and description//PAGEOPH. 1988. V. 128. P. 455—500.
6. Cohen S. C. Postseismic deformation due to subcrustal viscoelastic relaxation following dip-slip earthquakes//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B6. P. 4538—4544.
7. Dmowska R., Rice J. R., Lovison L. C., Josell D. Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B7. P. 7869—7884.
8. Fitch T. J., Scholz C. H. Mechanism of underthrusting in southwest Japan: a model of convergent plate interactions//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 29. P. 7260—7292.
9. Ida Y. Slow moving deformation pulses along tectonic faults//Phys. Earth Planet. Inter. 1974. V. 9. P. 328—337.
10. Kasahara K. Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-Oki earthquake, Hokkaido, Japan (a possibility)//PAGEOPH. 1975. V. 113. P. 127—139.
11. Kasahara K., Kato T. Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-Oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study)//PAGEOPH. 1981. V. 119. P. 392—403.
12. Matsuura M., Sato T. A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries//Geophys. J. 1989. V. 96. № 1. P. 23—32.
13. Melosh H. J., Fleitout L. The earthquake cycle in subduction zones//Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9. P. 21—24.
14. Melosh H. J., Raefsky A. Anelastic response of the Earth to a dip-slip earthquake//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B1. P. 515—526.
15. Nur A., Mavko G. Postseismic viscoelastic rebound//Science. 1974. V. 183. P. 204—206.
16. Plafker C. Tectonics of the March 27, 1964 Alaska earthquake. U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 543-I. 1969. 174 p.
17. Plafker G. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications for arc tectonics//J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 5. P. 901—925.

18. *Savage J. C.* A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone//*J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B6. P. 4984—4996.
19. *Savage J. C., Gu C.* A plate flexure approximation to postseismic and interseismic deformation//*J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № B10. P. 8570—8580.
20. *Scholz C. H.* Crustal movements in tectonic areas//*Tectonophysics.* 1972. V. 14. P. 201—217.
21. *Stuart W. D.* Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone//*PAGEOPH.* 1988. V. 126. P. 619—641.
22. *Thatcher W., Rundle J. B.* A model for the earthquake cycle in underthrust zones//*J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B10. P. 5540—5556.
23. *Thatcher W., Rundle J. B.* A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones//*J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № B9. P. 7631—7640.
24. *Wahr J., Wyss M.* Interpretation of postseismic deformation with a viscoelastic relaxation model//*J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № B11. J. 6471—6477.
25. *Wesson R. L.* Dynamics of fault creep//*J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B8. P. 8929—8951.
26. *West D. G., McCrumb D. R.* Coastline uplift in Oregon and Washington and the nature of Cascadia subduction zone tectonics//*Geology.* 1988. V. 16. № 2. P. 169—172.
27. *Yonekura N.* Late Quarternary vertical crustal movements in and around the Pacific as deduced from former shoreline data//*Geodynamics of the western Pacific—Indonesian region*/Eds. Hilde T. W. C., Uyeda S. Wash.; D. C.: Amer. Geoph. Un., 1983. P. 41—50.
28. *Yoshioka S., Hashimoto M., Hirahara K.* Displacement fields due to the 1946 Nankaido earthquake in a laterally inhomogeneous structure with the subducting Philippine Sea plate—a three dimensional finite element approach//*Tectonophysics.* 1989. V. 159. P. 121—136.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
18.IX.1989

УДК 550.42 : 552.333

© 1990 г.

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, В. С. УСПЕНСКИЙ, Г. Н. АНОШИН, М. Г. ВАЛОВ,
М. Г. ПАТОКА, Ю. М. ПУЗАНКОВ, В. В. АНАНЬЕВ,
Ю. Г. ШИПИЦИН

**ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА
МАГМООБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКЕ
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ
(по геохимическим данным)**

Изучение вещественного состава вулканитов Восточной Камчатки, соответствующих времени заложения северной ветви Курило-Камчатского глубоководного желоба, показывает, что они резко отличаются от пород, слагающих собственно позднелиоцен-четвертичный Восточный вулканический пояс. При этом наиболее древние вулканиты имеют позднелиоценовый возраст и по своим геохимическим характеристикам ($Zr/Nb=6-9$, $La/Ta=12-23$, $La/Yb_N=7-32$) соответствуют внутриплитным щелочным и субщелочным базальтам. Более молодые плиоценовые вулканиты отвечают умеренно-щелочным и субщелочным вулканитам окраинно-континентальных рифтов типа рифта Рио-Гранде ($Zr/Nb=18-25$, $La/Ta=20-23$, $La/Yb_N=2,3-2,9$), а позднелиоценовые вулканиты собственно Восточного пояса — типичным породам островных дуг ($Zr/Nb=30-120$, $La/Ta=35-75$, $La/Yb_N=0,7-1,9$).

Таким образом, эволюция магматизма в истории развития Восточного вулканического пояса Камчатки резко отличается от модели, общепринятой для островных дуг.

EVOLUTION OF GEODYNAMIC REGIME OF MAGMA FORMATION IN EAST KAMCHATKA IN THE LATE CENOZOIC AS SHOWN BY GEOCHEMICAL DATA, by Volynets O. N.,* Uspensky V. S.,** Anoshin G. N.,*** Valov M. G.,** Patoka M. G.,** Puzankov Yu. M.,*** Ananyev V. V.,* and Shipitsyn Yu. G.*** Studies of bulk composition of volcanites in East Kamchatka which correspond to emplacement of the northern branch of the Kurile-Kamchatka deep sea trench indicate that they sharply differ from rocks composing the Late Pliocene — Quaternary Eastern volcanic belt proper. The oldest volcanites belong to Late Miocene and in their geochemical characteristics ($Zr/Nb=6-9$, $La/Ta=12-23$, $La/Yb_N=7-32$) correspond to intraplate alkaline and subalkaline basalts. More recent Pliocene volcanites correspond to moderate alkaline and subalkaline volcanites of marginal continental rifts (of the Rio Grande rift type) ($Zr/Nb=18-25$, $La/Ta=20-23$, $La/Yb_N=2,3-2,9$) and the Late Pliocene volcanites of the Eastern belt proper are typical island arc rocks ($Zr/Nb=30-120$, $La/Ta=35-75$, $La/Yb_N=0,7-1,9$).

Therefore, the evolution of magmatism in the Eastern volcanic belt in Kamchatka sharply differs from the commonly accepted island arc model.

(Received September 16, 1989)

* Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

** PGO «Kamchatgeologia», Ministry of Geology, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683016, USSR

*** Institute of Geology and Geophysics, Siberian Division, USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090, USSR

Введение

Известно, что в миоценовое время Восточная Камчатка представляла собой невулканическую область, в пределах которой формировался Тюшевский прогиб, заполнявшийся терригенными осадками [6]. Однако вслед за заложением в позднем миоцене северной части Курило-Камчатского желоба этот район стал ареной активной вулканической деятельности [6], и здесь сформировался Восточный вулканический по-

яс, представляющий собой одно из звеньев современной Курило-Камчатской островодужной системы.

Хотя верхнеплиоцен-четвертичные вулканиты, слагающие пояс, изучены весьма детально [1, 2, 8 и др.], сведения о более древних вулканических проявлениях, соответствующих времени заложения желоба и этапу первоначальной вулканической активности, крайне ограничены. Установлено только, что выходы их протягиваются прерывистой полосой вдоль западного обрамления пояса по восточным отрогам Валагинского хребта и в хр. Тумрок, а в составе их в отличие от низко- и умереннокалиевых лав собственно Восточного пояса присутствуют субщелочные базальты и трахибазальты неясной сериальной принадлежности [3, 5, 11]. Силлы щелочных базальтов обнаружены также в низах неогенового разреза при бурении в зоне сочленения Тюшевского прогиба со структурой Кроноцкого полуострова на восточном обрамлении вулканического пояса [10].

Исследование геологического положения и геохимическое опробование вулканитов раннего этапа развития Восточного пояса, проведенное при геологическом картировании масштаба 1:5 0000 в 1986—1988 гг. под руководством М. Г. Патоки, В. С. Успенского, М. Г. Валова на одном из участков западного обрамления его, а также ревизия опубликованных материалов [3, 5, 10] дали принципиально новые результаты, важные для понимания тектономагматической эволюции Восточной Камчатки в позднем кайнозое.

Геологическое положение вулканитов раннего этапа развития Восточного пояса

Район исследований расположен на восточных отрогах Валагинского хребта в бассейне р. Левая Жупанова (рис. 1, врезка). Вулканизм проявился здесь на поздней стадии развития неогенового Тюшевского прогиба, когда последний заполнялся вулканотерригенной континентальной молассой [11]. Верхняя часть местного стратиграфического разреза, включающая вулканиты, относится нами и предыдущими исследователями к щапинской свите, возраст которой до последнего времени считался плиоценовым [5, 11]. Однако полученные новые данные не вполне согласуются с этими представлениями. Учитывая важность датировки вулканических проявлений, особенно начала вулканизма, остановимся подробнее на вопросе возраста свиты.

Щапинская свита изучалась в разрезах на р. Левая Жупанова, по ее правым притокам — ручьям Хрустальный и Холодный и на горе Стол (соответственно см. рис. 1, разрезы 1—4). При этом в трех первых случаях охватывались и подстилающие, а в последнем — перекрывающие образования. На нижней и верхней границах свиты фиксировались лишь незначительные размывы без каких-либо признаков структурного несогласия. Полученный по разрезам биостратиграфический материал анализировался в ПГО «Камчатгеология» палеонтологом Л. Н. Коновой, микропалеонтологом Р. М. Мясниковой, палеоботаником Г. Б. Чигаевой, палинологом З. Ш. Соколовой, палеомагнитологом Р. И. Ремизовским.

Щапинскую свиту во всех разрезах подстилает 230-метровая толща песчаников, изредка переслаивающихся с алевролитами, которая содержит макро- и микрофауну. Пелециподы и гастроподы представлены 30 видами, из которых характерны и не встречаются в более древних отложениях *Nucula tenuis* (Montagu), *Yoldia* cf. *epilongrissima* Glad. Y. *ermanensis* Glad., *Tellina* cf. *pulchra* Slod., *Siliqua costata* (Say), *Mactra coalingensis* Arnold, *M. selbyensis* Packard, *Mya* ex gr. *producta* Conrad, *Sinum* cf. *scopulosus* Conrad, *Neptunea despecta* L. Фораминиферы в толще песчаников встречаются редко и в небольших количествах. До вида

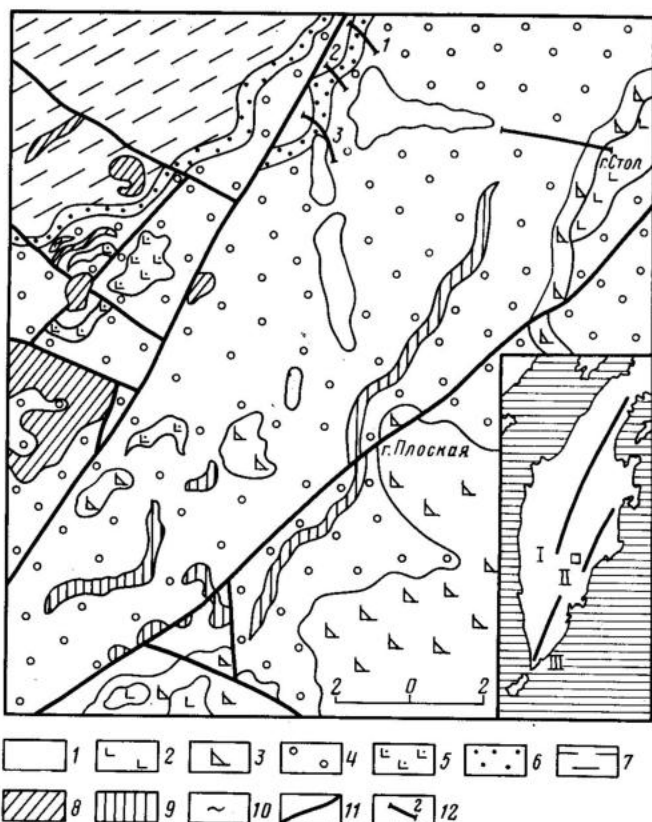


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна р. Левая Жупанова: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — нижнечетвертичные базальты; 3—5 — шапинская свита (верхний миоцен — плиоцен): 3 — базальты верхней части разреза, 4 — вулканотерригенная моласса, 5 — щелочные базальты нижней части разреза; 6 — песчаниковая толща (верхний миоцен); 7 — алевролитовая толща (миоцен); 8—10 — субвулканические тела: 8 — дацитов, 9 — базальтов, 10 — щелочных базальтов; 11 — тектонические нарушения; 12 — геологические разрезы и их номера. На врезке показано положение вулканических поясов Камчатки (I — Срединный хребет, II — Восточный, III — Южный), квадратиком обозначен район исследований

определены *Buccella cf. pseudogrigida* Seonenko, *Criboelphidium cf. vulgare* (Volosh.), *Elphidiella cf. nutovoensis* (Borovl.), *E. oregonensis* (Cushm. et Grant), *Pseudoelphidiella cf. hannai* (Cushm. et Grant), *P. cf. problematica* (Volosh.), *Globobulumina pacifica* Cushm. *Islandiella cf. miocenica* (Volosh. et Borovl.) Как макро-, так и микрофаунистический комплексы принадлежат, без сомнения, верхам этолонского регионального горизонта, датируемого [4] средним — поздним миоценом. Такой вывод подтверждается тем, что отложения, более древние, чем песчаники, также характеризуются этолонской фауной, а по палеомагнитным данным толща песчаников формировалась 7,4—5,8 млн. лет тому назад.

Сама шапинская свита содержит обильные флористические остатки. В ее нижней части, главным образом на руч. Хрустальный, из собранной палеофлоры до вида определены *Equisetum parlatorii* (Heer) Shimper, *Matteuccia septentrionalis* For., *Salix vimenoides* Cheleb., *S. preobrajenskyi* Cheleb., *S. ovalis* Včzer., *S. itelmensis* Cheleb., *S. cf. samylinae* Pjinsk. et Pheva, *S. cf. uglensis* Cheleb., *S. kenaiana* Wolfe, *S. cf. brachipoda* (Trautv. et Mey) Kom., *S. triandroides* Cheleb. Этот комплекс флоры, по заключению Г. Б. Чигаевой, «ближе всего стоит к флорам классической свиты Восточной Камчатки и эрмановской свиты Западной Камчатки, возраст которых... устанавливается в пределах позднего миоцена». Рас-

смагивая 15 полноценных палиноспектров из этой же части разреза, З. Ш. Соколова заключает: «...основным компонентом являются ель, ольха, береза, тсуга; постоянны, но малочисленны теплолюбивые формы широколиственных и таксодиевых. В то же время заметное участие трав, постоянная встречаемость восковников (до 60%) позволяет предположить позднемiocеновый возраст отложений, относимых к щапинской свите».

В верхней части щапинской свиты, на горе Стол саликсовая флора заметно обновилась, представлена уже иными формами. Отсюда определены: *Salix glaucafolia* Cheleb., *S. udensis* (Trautv. et Mey) Kom. *S. abscondita* Laksh., *S. preobrajenskyi* Cheleb., *Alnus tumrokensis* Cheleb., *Alnaster pseudokamtchaticum* Baik.

По заключению Г. Б. Чигаевой, появляются виды ив, имеющие сходство с современными, что позволяет датировать вмещающие отложения плиоценом. К такому же выводу приходит З. Ш. Соколова, которая, однако, не исключает и эоплейстоценовый возраст. Для этой части разреза известны и диатомологические определения, которыми возраст отложений определяется в пределах: поздний плиоцен-эоплейстоцен [3].

Вулканические проявления установлены как в нижней, так и в верхней частях разреза щапинской свиты. В нижней части, развитой по правым притокам р. Левая Жупанова — ручьям Хрустальный и Степанова, в бассейнах этих ручьев, на участке, расположенном в 5—6 км юго-восточнее горы Корниловской, встречены единичные лавовые потоки субафировых оливиновых базальтов мощностью от 10 до 30—50 м. Потоки залегают среди конгломератов и менее грубых осадочных пород и, возможно, формируют небольшой палеовулкан. Дайки клинопироксен-оливиновых базальтов отмечены в междуречье ручьев Хрустальный и Степанова, по руч. Степанова и Холодный. Поскольку проявления оливиновых базальтов приурочены к низам разреза щапинской свиты, возраст их скорее всего позднемiocеновый.

Восточнее, на правом и левом берегах р. Левая Жупанова в районе гор Стол и Плоская в верхах свиты, развит комплекс субафировых оливиновых и метаплагиофировых базальтов и более редких андезитобазальтов. Они слагают лавовые потоки мощностью 5—15 м, расслоенные горизонтами базальтовой пирокластики, иногда с линзами терригенных и органогенных (диатомиты) пород, а также мощные (до 30 м) и протяженные (по 15 км) силлы и редкие дайки. Извержения носили, по-видимому, ареальный характер и привели к формированию обширных лавовых плато. Возраст лав, как и всей верхней части разреза, плиоценовый.

Петрография и минералогия вулканических пород

Как уже отмечалось, среди базальтов нижней части разреза выделяются порфировые и субафировые разновидности. Первые содержат до 20—30% вкрапленников оливина и клинопироксена и имеют хорошо раскристаллизованную основную массу; вторые — единичные вкрапленники оливина, субфенокристы и микролиты клинопироксена в существенно стекловатом мезостазисе. Порфировые базальты относительно свежие, тогда как субафировые подверглись значительному изменению.

Состав минеральных фаз исследовался на микроанализаторе *Самбах* в Институте вулканологии ДВО АН СССР (аналитик В. В. Ананьев). Представительные анализы минералов приведены в табл. 1—3.

Вкрапленники оливина в порфировых базальтах зональные, с широкими магнезиальными (Fe_{84-86}) ядрами и очень узким и более железистыми краевыми зонами (Fe_{76-83}). Оливин содержит эвтедральные включения глиноземистой шпинели ($Al_2O_3=34-45$ вес% при $Cr_2O_3=15-23$ вес% и $f=33-45$ ат.%). Вкрапленники клинопироксена окрашены в розоватый цвет и часто имеют структуру типа песочных часов, причем

Таблица 1

Представительные анализы оливинов и шпинелидов базальтов щапинской свиты

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	f, ат. %
1	40,38	0,00	0,00	0,00	0,00	14,92	0,24	43,60	0,13	99,31	16,1
2	38,41	0,00	0,00	0,00	0,00	20,72	0,33	39,98	0,09	99,53	22,5
3	38,42	0,00	0,00	0,00	0,00	20,51	0,36	39,54	0,15	98,68	22,5
4	37,84	0,00	0,00	0,00	0,00	24,18	0,48	37,15	0,22	99,88	26,8
5	35,63	0,00	0,00	0,00	0,00	39,02	0,86	24,12	0,30	99,93	47,6
6	34,77	0,00	0,00	0,00	0,00	42,49	0,90	22,17	0,25	100,58	51,8
7	0,00	0,65	41,88	15,22	12,19	14,50	0,18	16,08	0,00	100,71	33,6
8	0,00	1,07	38,82	18,26	10,10	18,86	0,26	13,09	0,00	100,48	44,7
9	0,00	9,38	11,00	4,97	36,15	33,46	0,52	4,88	0,42	100,79	79,4
10	0,00	6,52	6,69	3,39	46,85	31,61	0,35	4,02	0,00	99,42	81,5
11	0,00	17,36	1,58	0,44	35,43	39,56	0,89	4,28	0,30	99,84	83,8
12	0,34	19,94	0,80	0,00	27,09	45,64	1,00	1,37	0,27	96,44	94,9
13	0,00	15,50	2,38	0,00	36,14	42,85	0,59	1,32	0,00	98,78	94,8

Примечание. 1—6 — оливины: 1—3 — обр. 112; 4—6 — обр. 3227. 1, 4 — ядра вкрапленников; 2, 5 — их краевые зоны; 3, 6 — микролиты. 7, 8 — шпинели: обр. 112, включения во вкрапленниках оливина. 9, 10 — хромистые титаномагнетиты: 9 — обр. 112, включение во вкрапленнике клинопироксена, 10 — обр. 3227, включение во вкрапленнике оливина. 11—13 — титаномагнетиты (микролиты): 11 — обр. 112; 12 — обр. 4078/2; 13 — обр. 3227. Здесь и в табл. 2—3: обр. 112 (табл. 4, ан. 4) оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза: обр. 4078/2 и 2141 (табл. 4, ан. 7 и 6) субафирные базальты нижней части разреза; обр. 3227 (табл. 4, ан. 19) мегаплаггиофирный базальт верхней части разреза.

Таблица 2

Представительные анализы клинопироксенов базальтов щапинской свиты

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Wo	En	Fs
1	41,39	3,44	11,49	9,37	0,14	9,94	22,58	0,33	0,00	98,68	51,7	31,6	16,7
2	48,90	1,16	4,78	6,83	0,12	13,60	22,98	0,28	0,00	98,64	48,7	40,0	11,3
3	44,03	2,82	9,96	9,50	0,13	10,50	21,95	0,64	0,00	99,51	49,9	33,2	16,9
4	49,60	1,20	4,43	7,17	0,15	13,51	22,71	0,24	0,00	99,00	48,2	39,9	11,9
5	44,82	2,79	9,46	8,86	0,14	10,85	23,06	0,34	0,00	100,32	51,2	33,5	15,3
6	45,17	2,38	7,70	8,60	0,17	11,43	22,56	0,32	0,00	98,34	49,9	35,2	14,9
7	49,80	1,25	4,02	7,55	0,17	13,66	22,44	0,31	0,00	99,20	47,4	40,1	12,5
8	42,97	4,02	8,79	8,31	0,19	10,35	22,81	0,71	0,00	98,12	52,2	33,0	14,8
9	47,34	2,43	4,75	7,73	0,18	12,49	22,61	0,40	0,00	97,94	49,1	37,8	13,1
10	43,60	3,74	8,33	7,70	0,11	10,82	23,21	0,59	0,00	98,11	52,4	34,0	13,6
11	47,82	2,25	4,86	7,19	0,16	12,52	22,10	0,54	0,00	98,44	50,1	37,7	12,2
12	48,64	0,95	3,19	11,74	0,35	13,76	18,56	0,20	0,00	97,41	39,6	40,8	19,6
13	48,51	1,22	2,18	17,38	0,58	11,75	15,76	0,23	0,00	97,59	34,5	35,8	29,7
14	48,13	1,38	2,73	17,15	0,58	11,75	16,33	0,26	0,00	98,33	35,5	35,5	29,0

Примечание. 1—7 — обр. 112, 8, 9 — обр. 4078/2, 10, 11 — обр. 2141, 12—14 — обр. 3227, 1—4, 12 — ядра вкрапленников, 5, 13 — краевые каймы вкрапленников. 6—11 и 14 — микролиты. 1, 2, а также 3—4 — разные секторы единых вкрапленников со структурой типа песочных часов. Содержание Cr₂O₃ в анализах <0,01%.

состав разных секторов различен. Одни сектора отвечают титанистому фассаиту (TiO₂=2,0—3,6, Al₂O₃=8,5—12,5 вес. %), другие — титанистому глиноземистому салиту (TiO₂=1,2—1,8, Al₂O₃=4,5—6,0 вес. %). Фассаитовые клинопироксены отличаются также несколько более высоким содержанием Na₂O, чем салитовые, при большей общей железистости и большей (согласно расчетам) степени окисленности железа. Вкрапленники клинопироксена содержат включения хромистого (Cr₂O₃ до 6 вес. %) и глиноземистого (Al₂O₃ до 11 вес. %) титаномагнетита с железистостью 74—84 ат. %. Среди субфенокристов — обычные лейсты битовнита An₆₉₋₇₅ (см. табл. 1—3).

Основная масса порфирных базальтов состоит из микролитов клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита, анальцима и мезостазиса,

Представительные анализы полевых шпатов, анальцимов, основных масс и стекол базальтов шапинской свиты

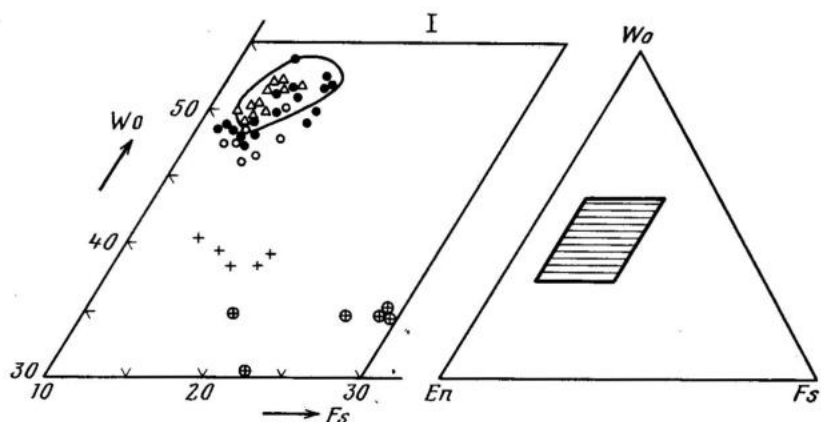
№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	An	Ab	Or
1	48,70	0,00	32,61	0,71	0,00	0,07	14,60	2,76	0,17	99,63	73,8	25,2	1,0
2	50,11	0,00	31,69	1,01	0,00	0,05	13,69	3,48	0,26	100,29	67,5	31,0	1,5
3	58,10	0,00	26,18	0,61	0,00	0,00	7,00	6,47	0,93	99,29	35,3	59,1	5,6
4	62,56	0,00	23,28	0,56	0,00	0,00	3,57	7,20	3,13	100,30	17,5	64,1	18,4
5	51,28	0,00	29,18	1,13	0,00	0,15	12,65	3,77	0,30	98,46	63,8	34,4	1,8
6	57,56	0,00	25,75	0,85	0,00	0,00	8,64	5,85	0,78	99,44	42,9	52,5	4,6
7	51,81	0,00	28,70	1,28	0,00	0,15	12,61	3,83	0,35	98,74	63,2	34,7	2,1
8	53,67	0,00	23,91	0,25	0,00	0,00	0,23	12,44	0,00	90,51	—	—	—
9	53,12	0,00	24,21	0,55	0,00	0,39	0,16	12,09	0,00	90,51	—	—	—
10	50,80	1,50	19,35	8,59	0,15	4,47	9,32	4,13	1,54	99,86	—	—	—
11	56,34	0,69	19,80	6,50	0,00	3,55	2,40	4,16	5,14	98,59	—	—	—
12	46,24	2,57	18,00	8,65	0,24	4,14	5,42	8,05	0,89	94,19	—	—	—
13	65,62	0,90	13,71	4,81	0,13	0,58	2,45	3,61	6,22	98,03	—	—	—
14	70,26	0,44	15,43	1,43	0,00	0,00	0,86	3,81	6,71	98,94	—	—	—

Примечание. 1—7 — полевые шпаты, 1—4 — обр. 112: 1 — субфенокристалл, ядро; 2 — микролит; 3 — плагиоклаз и 4 — тройной полевой шпат мезостазиа; 5—7 — обр. 3227; 5 — мегакрист, 6 — мегакрист, кайма, 7 — субфенокристалл, ядро; 8, 9 — анальцим; 8 — обр. 112; 9 — обр. 2141; 10, 12 — интегральный состав основной массы; 10 — обр. 112 (среднее из пяти определений), 12 — обр. 4078/2 (среднее из трех определений); 11, 13, 14 — стекло основной массы; 11 — обр. 112; 13, 14 — обр. 3227.

сложенного натровым плагиоклазом, тройным полевым шпатом и стеклом. Среди микролитов клинопироксена встречаются салиты и фассаниты (при преобладании первых), близкие по составу к соответствующим минеральным разновидностям из вкрапленников (рис. 2, см. табл. 2). Микролиты плагиоклаза отвечают кальциевому лабрадору An_{65-67} , тогда как плагиоклаз из мезостазиа — андезину An_{35-43} (см. табл. 3, рис. 3). Тройной полевой шпат мезостазиа имеет состав $An_{17-24}Ab_{61-64}Or_{14-25}$. Микролиты титаноматнетита отличаются высоким содержанием TiO_2 (17,0—17,5 вес.%) при низком глиноземе (<2 вес.%) и железистости 83—85 ат.%. Анальцим встречается в виде мелких, хорошо ограненных кристаллов. Валовый интегральный состав основной массы отвечает глиноземистому K—Na-субщелочному базальту (см. табл. 3).

Вкрапленники оливина в субафировых базальтах нацело замещены хлоритом. Среди субфенокристов и микролитов клинопироксена, как и в порфировых базальтах, выделяются титанистые фассаниты и салиты, встречающиеся примерно в равных пропорциях (см. рис. 2, табл. 2). По составу они близки к пироксенам порфировых базальтов, отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием TiO_2 и Na_2O . Микролиты титаноматнетита здесь также более титанистые ($TiO_2=20-22$ вес.%) и заметно более железистые (95—100 ат.%), чем соответствующие минералы порфировых базальтов. Отмечаются микролиты сфена. В стекловатой основной массе субафировых базальтов обычны пятнистые выделения и миндалины анальцима. Встречаются пятна и жилки альбита. Интегральный состав основной массы отвечает щелочному базальту с существенным (5—6%), судя по дефициту сумм анализов, содержанием воды (см. табл. 3).

Базальты верхней части разреза отличаются значительно более обильным содержанием плагиоклаза. При этом мегаплагиофировые разновидности содержат крупные (до 10—15 мм по длинной оси) уплощенные вкрапленники (мегакристы) лабрадора An_{62-66} , нередко образующие сростки кристаллов и включающие округлые зерна оливина. Узкие внешние каймы мегакристов плагиоклаза соответствуют калиевому олигоклазу и андезину An_{26-43} . Ядра вкрапленников оливина, как и включе-



II

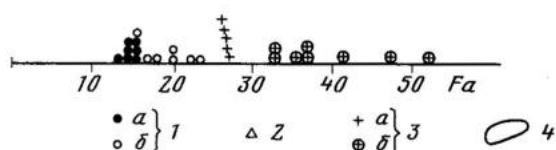


Рис. 2. Состав пироксенов (I) и оливинов (II) базальтов шапинской свиты: 1 — оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза, а — ядра вкрапленников, б — краевые зоны вкрапленников и микролиты (табл. 4, анализы 5, 6); 2 — мегакристаллический базальт верхней части разреза, а, б — см. условное обозначение 1 (табл. 4, анализ 19); 4 — поле составов пироксенов щелочных лав Восточной Австралии [20]

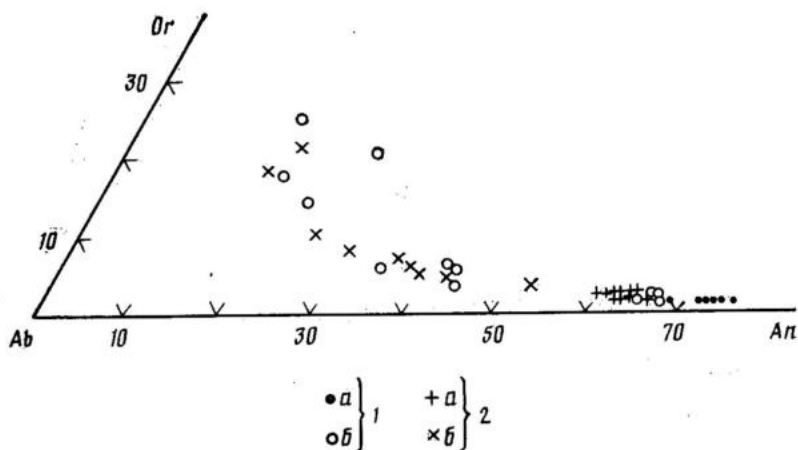
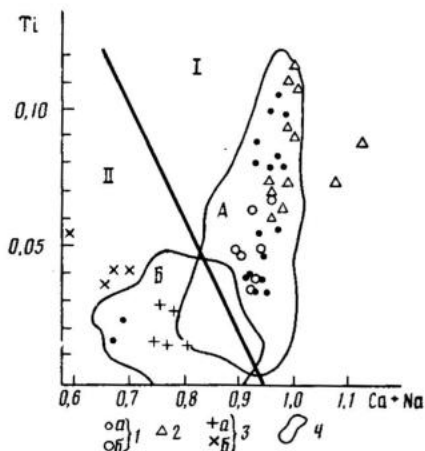


Рис. 3. Состав полевых шпатов базальтов шапинской свиты: 1 — оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза, а — ядра вкрапленников и субфенокристов, б — краевые зоны, микролиты и материал мезостазиа (табл. 4, анализ 4); 2 — мегакристаллический базальт верхней части разреза, а, б — условное обозначение 1 (табл. 4, анализ 19)

ния в мегакристаллах плагиоклаза, — хризолиты Fo_{72-73} , а внешние зоны — гиалосидериты (Fo_{52-67}). Вкрапленники оливина содержат включения глиноземистого и хромистого титаномагнетита ($Al_2O_3=6-9$, $Cr_2O_3=3-4$ вес. %). Среди субфенокристов встречается плагиоклаз, близкий по составу к мегакристаллам (ядра An_{60-65} , краевые зоны An_{36-39}), и авгит. Зерна последнего также зональны (см. табл. 2, рис. 2): от ядер к периферии увеличиваются железистость и содержание TiO_2 и уменьшаются кальциевость и содержание Al_2O_3 .

Рис. 4. Дискриминационная диаграмма клинопироксенов щелочных (I) и нещелочных (II) базальтов по [16]. 1—3 — см. рис. 1; 4 — области наиболее часто встречающихся составов пироксенов из щелочных (А) и нещелочных (Б) базальтов, по [16]. Содержания Ti и (Ca+Na) в формульных количествах



Основная масса мегаплагиофировых базальтов сложена микролитами андезин-лабрадора, гиалосидерита, авгита (близкими по составу к краевым зонам вкрапленников), титаномагнетита и небольшим количеством бурого окисленного стекла. Состав последнего колеблется от железистого калиевого трахита до калиевого трахириодацита (см. табл. 3).

Субафировые базальты содержат единичные мелкие вкрапленники оливина (реже плагноклаза), погруженные в хорошо раскристаллизованную основную массу, аналогичную основной массе мегаплагиофировых базальтов.

В целом состав минералов базальтов нижней части разреза сходен с наблюдаемым в щелочных оливиновых базальтах Срединного хребта Камчатки (хотя пироксены здесь значительно более титанистые и более натровые), а базальтов верхней толщи — с субщелочными мегаплагиофировыми базальтами Толбачинской зоны шлаковых конусов [2].

Вместе с тем по высокой титанистости и глиноземистости в сочетании с высокой кальциевостью пироксены из лав нижней части разреза сходны с пироксенами из щелочных базальтов океанических островов [14] и континентальных рифтов [9, 18, 20]. Для последних в ряде случаев также описаны существенные вариации титанистости и глиноземистости в разных секторах вкрапленников со структурой песочных часов [18, 20] и установлено наличие резко различающихся по этим параметрам микролитов в основной массе пород [20]. Наконец, на дискриминационной диаграмме, предложенной для разделения клинопироксенов щелочных (рис. 4, поле I) и нещелочных (рис. 4, поле II) базальтов [16], пироксены из лав нижней части разреза попадают в первое, а верхней части разреза — во второе поле.

Петрохимия и геохимия вулканических пород

Силикатные анализы базальтов получены в центральной химической лаборатории ПГО «Камчатгеология». Содержания редких и рассеянных элементов определялись в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР: R3Э, Ba, Th, U, Sc, Hf, Ta — инструментальным нейтронно-активационным методом, Rb, Sr, Y, Zr, Nb — рентгенофлуоресцентным методом (аналитик Ю. Г. Щипицин), V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn — атомно-абсорбционным методом (аналитики Ф. М. Запорощенко и Т. А. Кириленко). Данные рентгенофлуоресцентного анализа были получены и в ИГЕМ АН СССР для тех же элементов по тем же пробам. Результаты анализов обнаружили хорошую сходимость.

По содержанию щелочей (табл. 4) базальты нижней части разреза соответствуют субщелочным (порфиновые) и щелочным (субафировые)

Представительные химические анализы базальтов щапинской свиты

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ	K _{Mg}
Базальты нижней части разреза														
1	45,31	1,80	15,16	4,82	4,66	0,15	9,90	8,00	3,63	1,57	0,60	3,98	99,58	69,8
2	45,50	2,17	13,26	4,29	6,22	0,17	10,44	8,30	2,56	1,10	0,46	5,67	100,14	68,5
3	46,29	1,81	14,60	1,59	6,67	0,18	10,95	8,27	3,11	1,49	0,51	3,98	99,45	73,9
4	47,68	1,75	17,30	1,62	6,71	0,18	10,26	7,36	2,60	1,37	0,38	2,92	100,18	72,5
5	44,80	2,88	15,87	3,57	5,16	0,24	7,71	7,22	2,59	2,70	1,09	5,51	99,35	65,9
6	44,84	2,75	15,00	6,19	2,70	0,17	6,68	6,45	4,96	1,33	1,30	7,33	99,70	62,9
7	46,01	2,50	15,01	4,59	2,90	0,17	7,14	6,45	4,69	1,81	1,28	6,54	99,09	68,0
8	47,55	2,17	13,45	5,65	3,35	0,18	7,15	7,10	4,50	1,58	1,39	7,65	99,89	64,0
Базальты верхней части разреза														
9	51,21	2,25	16,20	3,94	7,31	0,23	4,38	8,03	3,57	1,52	0,58	0,48	99,70	45,8
10	51,21	2,25	16,05	3,65	7,57	0,23	4,33	7,85	3,21	1,57	0,59	1,20	99,71	45,6
11	51,29	2,13	16,38	2,48	7,91	0,22	4,88	8,20	2,80	1,74	0,60	1,42	100,07	50,2
12	51,40	2,13	16,50	3,72	7,40	0,23	4,21	7,85	3,14	1,57	0,62	1,06	99,89	45,1
13	51,46	2,06	14,97	2,59	8,65	0,23	5,09	8,41	2,87	1,61	0,52	1,40	99,86	51,2
14	52,00	2,25	15,81	3,76	7,14	0,21	4,17	7,71	3,48	1,60	0,60	1,21	99,92	45,4
15	50,52	1,75	17,02	3,69	7,38	0,20	4,72	8,76	3,17	1,15	0,33	1,14	99,83	48,1
16	50,68	1,94	16,22	5,09	7,11	0,21	3,67	9,18	2,93	1,36	0,29	1,32	100,00	39,7
17	50,78	1,81	18,60	3,91	6,49	0,19	3,40	8,63	3,44	1,36	0,33	1,27	100,41	41,6
18	51,17	1,84	15,14	5,07	8,26	0,24	5,01	7,95	2,75	1,54	0,40	1,01	100,38	45,1
19	51,25	2,00	17,48	4,07	7,14	0,22	4,00	8,45	3,57	1,31	0,40	0,57	100,46	43,7
20	51,35	1,78	15,73	4,40	8,48	0,24	5,09	8,41	2,75	1,60	0,40	0,93	101,16	46,2
21	51,90	1,69	17,89	2,85	6,77	0,20	4,26	8,69	2,98	1,54	0,40	1,18	100,35	48,9
Базальты соседних районов — аналоги пород нижней части разреза														
22	45,78	1,27	14,41	5,81	4,62	0,13	11,59	6,73	3,03	1,43	0,52	5,35	100,07	71,2
23	46,40	2,56	16,42	1,51	8,54	0,22	7,67	7,87	3,75	1,80	0,85	0,67	98,27	61,9
24	50,12	1,89	14,84	1,28	6,75	0,14	10,40	8,13	3,51	1,41	0,30	1,18	99,95	73,4
25	46,30	1,94	17,21	2,51	4,47	0,07	5,38	5,94	4,24	3,19	0,75	7,80	97,80	62,7
Средние составы базальтов Восточного пояса Камчатки														
26	49,75	0,79	18,71	3,82	6,25	0,18	6,18	10,81	2,33	0,43	0,16	0,51	99,92	57,2
27	51,11	1,05	18,04	4,10	5,96	0,19	5,25	9,52	2,90	0,84	0,23	0,67	99,86	53,3

Примечание. 1—4 — оливин-клинопироксеновые базальты: 1 (обр. 8105/2) — руч. Холодный, даяка; 2 (обр. 2175/3) — правый приток руч. Степанова, поток; 3 (обр. 3166) — правый борт р. Левая Жупанова между ручьями Хрустальный и Степанова, даяка; 4 (обр. 112) — руч. Зверный, даяка. 5—8 — субафировые базальты: 5 (обр. 1135) — левый приток руч. Степанова, поток; 6 (обр. 2141) — руч. Хрустальный, поток; 7 (обр. 4078/2) — то же; 8 (обр. 2138/2) — то же; 9—14 — субафировые базальты: 9 (обр. 3225) — левый приток р. Левая Жупанова, поток; 10 (обр. 4096/1) — р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской; 11 (обр. 4090/2) — гора Плоская, поток; 12 (обр. 2201) — то же; 13 (обр. 4104) — правый борт р. Мальцевской, поток; 14 (обр. 4096) — р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток. 15—21 — меганлагифириновые базальты: 15 (обр. 2201) — гора Плоская, поток; 16 (обр. 4105) — правый борт р. Мальцевской, поток; 17 (обр. 2214) — р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток; 18 (обр. С—19) — гора Стол, поток; 19 (обр. 3227) — р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток; 20 (обр. С—22) — гора Стол, поток; 21 (обр. 2217) — правый борт р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток. 22—25 — позднекайнозойские субщелочные и щелочные базальты соседних районов Восточной Камчатки: 22 — оливиновый базальт, гора Колочая, поток, неопубликованный анализ А. Г. Цикунова; 23 — трахибазальт, устье руч. Бивуачного [5]; 24 — оливиновый базальт, среднее течение р. Правая Шапина, поток; 25 — щелочный базальт. Конусная структура, силл, среднее из семи анализов [10]. 26, 27 — средние составы базальтов Восточного пояса [2, 8]: 26 — низкокалийный базальт (среднее из 82); 27 — умереннокалийный базальт (среднее из 90).

разностям, тогда как базальты верхней части разреза группируются на границе субщелочных и умеренно-щелочных пород. По соотношению Na₂O и K₂O все они относятся к К-Na-типу. Для всех пород характерны повышенные содержания TiO₂ и P₂O₅, причем уровень концентрации этих окислов в субафировых разностях выше, чем в порфировых, как в базальтовых нижней, так и верхней части разреза и достигает максимума в субафировых щелочных базальтах низов разреза.

Содержание редких элементов в вулканических породах, г/т

Элементы	4	7	5	6	11	9	17	26	27
Rb	9	25	16,5	11,5	25,7	28,8	15,8	5,8	10,8
Cs	0,43	0,30	3,0	—	0,05	—	0,75	0,35	0,55
Sr	648	721	1720	580	349	347	476	316	387
Ba	225	445	1282	746	262	225	302	132	275
Cu	168	43	90	—	338	325	396	—	—
Zn	107	107	113	—	131	137	166	—	—
Sc	35	16,5	35,5	18	32,5	37	30	38	36
V	219	151	187	145	438	430	378	260	226
Cr	241	186	145	188	96	110	96	140	183
Co	36	38,4	35	31	32,5	37,1	30,5	35	32,6
Ni	160	140	87	111	23	33	23	45	49
Y	22,2	24,4	23	25	41,4	46,5	40	16,1	23,7
Zr	160	364	473	507	199	213	173	46	93
Hf	4,0	10,6	11,2	9,6	4,8	5,7	3,3	1,3	2,1
Nb	17,9	57	67	76	8,0	11,5	7,4	—	1,0
Ta	1,4	5,1	5,4	4,65	0,82	0,85	0,58	0,056	0,11
Th	2,2	9,3	9,5	8,7	1,7	1,9	2,0	0,45	0,79
U	0,65	2,9	2,9	2,9	1,1	—	0,75	0,25	0,47
La	18,2	60,6	66,9	109	13,9	16,6	13,4	3,0	5,7
Ce	34,8	107	118	234	35,5	41,4	27,1	7,1	13,2
Nd	19,6	44,4	46,2	88,2	23,4	22,8	16,6	6,5	10,2
Sm	4,9	9,6	12,5	16,2	7,0	7,2	5,0	2,05	3,00
Eu	1,65	3,2	3,7	4,66	2,2	2,2	1,75	0,78	0,99
Gd	5,4	7,4	9,6	9,6	6,1	6,4	6,0	2,6	3,55
Tb	0,87	1,03	1,3	1,2	1,0	1,1	0,95	0,48	0,60
Tm	—	—	—	0,4	0,68	0,68	0,55	0,29	0,34
Yb	2,0	2,2	2,5	2,3	4,0	4,2	3,1	1,98	2,24
Lu	0,30	0,25	0,41	0,35	0,7	0,71	0,4	0,29	0,33

Примечание. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 4; 26 — среднее из 9 анализов, 27 — среднее из 10 анализов.

Базальты нижней части разреза значительно более магнезиальные, чем верхней. Коэффициент магнезиальности ($K_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg)$, ат.%, где Fe^{2+} вычислено из общего содержания Fe с учетом общепринятого соотношения $Fe_2O_3/FeO = 0,15$), составляет в среднем для первых 71,3% ($n=5$) в порфировых разностях и 64,5% ($n=5$) в субафировых, тогда как для вторых — 44,0% ($n=9$) в мегаплагиофировых и 47,7 ($n=10$) в субафировых разностях. По величине K_{Mg} лишь порфировые базальты нижней части разреза могут рассматриваться как равновесные с мантийным лерцолитом [7].

В целом базальты нижней части разреза характеризуются высокими концентрациями как когерентных (Sr, Ni), так и многих некогерентных редких элементов (Sr, Th, Nb, Ta, легкие РЗЭ) при умеренных содержаниях Rb, Y, тяжелых РЗЭ, Y, Cu, Zn, и в большинстве проб Ba (табл. 5). Все породы имеют низкие Zr/Nb (6—9), La/Ta (12—23) и высокие Ni/Co (2,5—4,4) и Sr/V отношения (0,8—1,2). Следует подчеркнуть, что в соответствии с разной магнезиальностью (разной степенью фракционирования) порфировые базальты характеризуются большими концентрациями Ni и Sr и меньшими — литофильных редких элементов, чем субафировые. Составы редкоземельных элементов в базальтах нижней части разреза сильно дифференцированы ($La/Yb_N = 7—32$), и кривые распределения их, нормированные по хондриту, резко наклонены слева направо, располагаясь в поле кайнозойских субщелочных и щелочных K-Na-базальтов Монголии и Забайкалья (рис. 5).

Базальты верхней части разреза, менее магнезиальные и менее щелочные, отличаются заметно более низкими концентрациями как Sr и

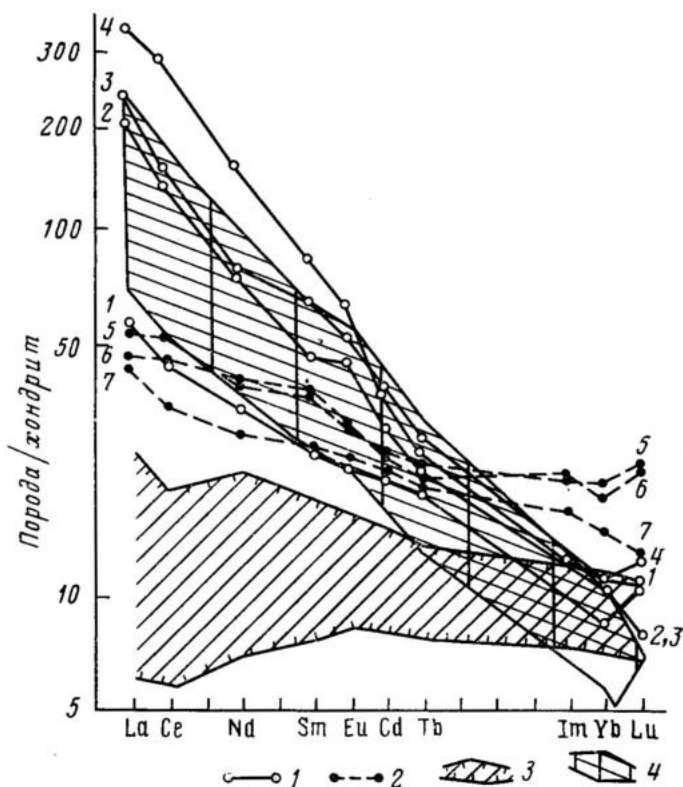


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в позднекайнозойских базальтах Восточной Камчатки. 1, 2 — базальты шапчинской свиты: 1 — из нижней части разреза, 2 — из верхней части разреза (цифры у кривых соответствуют номерам анализов в табл. 5); 3 — поле позднеплиоцен-четвертичных базальтов Восточного пояса Камчатки [1, 2]; 4 — поле кайнозойских К-Na-субщелочных и щелочных базальтов Монголии и Забайкалья [7]

Ni, так и Sr, Th, Nb, Ta, легких РЗЭ при более высоких концентрациях Rb, Y, тяжелых РЗЭ, Cu, V, больших значениях Zr/Nb (18—25), La/Ta (20—23) отношений и меньших Ni/Co (0,7—0,9) и Cr/V (0,21—0,26). Составы редкоземельных элементов в них значительно менее дифференцированы ($La/Yb_N = 2,3—2,9$), а кривые их распределения, нормированные по хондриту, пересекают соответствующие кривые для базальтов нижней части разреза, будучи заметно более пологими (см. рис. 5).

Вместе с тем базальты и нижней и верхней частей разреза шапчинской свиты резко отличаются от верхнеплиоцен-четвертичных базальтов собственно Восточного вулканического пояса заметно большей щелочностью, большими концентрациями Ti, P, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, легких РЗЭ (см. табл. 5, рис. 6) и меньшими значениями Zr/Nb и La/Ta -отношений. Кроме того, базальты нижней части разреза имеют по сравнению с последними более высокие концентрации Sr, Ni и Cr, а базальты верхней части разреза — Rb, Y и тяжелых РЗЭ. Наконец, резко различается в этих породах и степень фракционирования РЗЭ (см. рис. 5): величина La/Yb_N в верхнеплиоцен-четвертичных базальтах лежит в пределах 0,7—1,9.

Обсуждение результатов

Хотя изученный нами район проявления щелочных и субщелочных базальтов ограничен по площади, анализ опубликованных материалов показывает, что подобные породы распространены на территории Восточной Камчатки более широко.

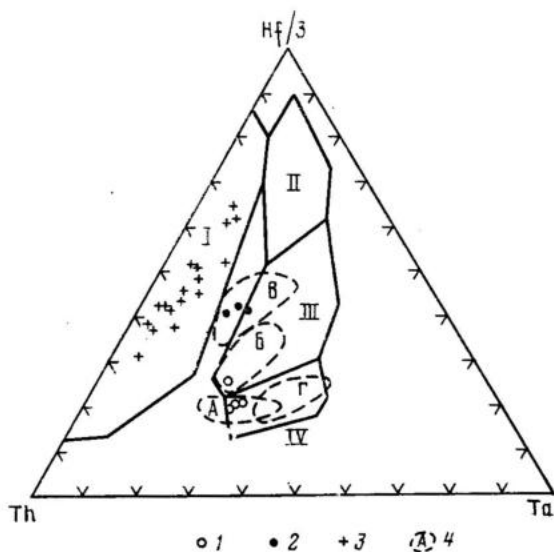


Рис. 6. Диаграмма Th—Hf—Ta для базальтов разных геодинамических обстановок, по [21]. 1, 2 — см. рис. 5; 3 — позднелицен-четвертичные базальты Восточного пояса Камчатки, по [1, 2]; 4 — поле базальтов разных регионов: А — островов Оки-Дого, Японии [22], Б — внутриплитных базальтов Срединного хребта Камчатки [1, 2]; В — рифта Рио-гранде [12, 13]; Г — Монголии и Забайкалья [7]. I—IV — поля базальтов разных геодинамических обстановок [21]: I — островодужных, II — срединно-океанических хребтов, III — срединно-океанических хребтов и внутриплитных базальтов, IV — внутриплитных базальтов

Так, петрохимические аналоги базальтов нижней части изученного нами разреза описаны В. А. Ермаковым и его соавторами [5] в районе горы Колочей и в устье руч. Бивуачный в верхнем течении р. Левая Жупанова соответственно в 10 и 45—50 км к северу от района наших работ (см. табл. 4, ан. 22—23). В первом случае — это лавовые потоки из разреза шапинской свиты и сопутствующие им дайки, во втором — дайки в неогеновой тюшевской свите. Еще далее к северу в среднем течении р. Правая Шапина сходные по составу титанистые субщелочные базальты установлены одним из авторов настоящего сообщения в нижней части разреза шапинской свиты (см. табл. 4, ан. 24). Наконец, О. И. Супруненко и Б. А. Марковский [10] описали силлы титанистых щелочных базальтов с «титанавгитом» в неогеновом разрезе из скважины в Тюшевском прогибе с восточного обрамления пояса (см. табл. 4, ан. 25). Аналогами базальтов верхней части изученного нами разреза являются мегаплагиофировые и субафировые базальты хр. Тумрок [11]. К сожалению, все эти проявления щелочных и субщелочных лав не охарактеризованы в отношении редких и рассеянных элементов, а ведь именно эти данные дают возможность проанализировать геотектоническую природу вулканизма.

Так, на различных дискриминационных геохимических диаграммах изученные нами базальты нижней части разреза шапинской свиты попадают в поле внутриплитных вулканитов (см. рис. 6) и в целом по уровню содержания и отношениям редких элементов Zr/Nb, La/Nb [15], La/Ta [22] и др., а также особенностям минерального состава (в частности, наличие высококальциевого глиноземистого и титанистого пироксена) близки к кайнозойским субщелочным и щелочным базальтам континентальных плит (Монголии и Забайкалья [7], Восточной Австралии [17] и др.) и окраинных морей спредингового типа островов Оки-Дого, (Японского моря [19, 22]). При этом субщелочные базальты ниж-

ней части разреза шапинской свиты близки по уровню концентраций Nb, Ta, Zr, Th, легких РЗЭ к позднекайнозойским рифтогенным базальтам Срединного хребта Камчатки [1, 2], тогда как щелочные разности имеют заметно более высокие концентрации этих элементов.

На тех же дискриминационных геохимических диаграммах (см. рис. 6) базальты верхней части разреза шапинской свиты попадают в поле вулканитов окраинно-континентальных рифтов типа рифта Рио-Гранде [12, 13], к субщелочным разностям которых они близки по уровню концентрации некогерентных редких элементов.

В то же время верхнеплиоцен-четвертичные вулканиты собственно Восточного вулканического пояса характеризуются типично островодужными геохимическими особенностями, в том числе низкими концентрациями Ti, Nb, Ta, Zr при высоких Zr/Nb (30—120) и La/Ta (35—75) отношениях [1, 2], попадая на дискриминационных диаграммах в поле островодужных пород (см. рис. 6, табл. 5).

Таким образом, в ходе становления Восточного вулканического пояса Камчатки наблюдается последовательная смена геохимических особенностей базальтов от внутриплитных до островодужных. Это может быть вызвано изменением условий генерации и глубин зарождения магм. По-видимому, при заложении Восточного пояса в позднем миоцене магмообразование происходило в условиях растяжения и на больших глубинах в области неистощенной мантии на уровне шпинелевой или гранат-шпинелевой фации глубинности (базальты нижней части разреза шапинской свиты). В дальнейшем (в раннем плиоцене) уровень глубинности магмообразования несколько уменьшился (шпинелевая фация глубинности мантии), хотя обстановка растяжения в зоне магмообразования сохранилась (базальты верхней части разреза шапинской свиты). Наконец, в позднеплиоцен-четвертичное время, когда островодужная система окончательно оформилась, область генерации магмы переместилась в верхи мантии на уровень плагиоклазовой фации глубинности, а магмообразование стало развиваться в обстановке сжатия под влиянием субдукционных процессов.

В заключение добавим, что авторам неизвестны примеры подобной смены геохимических особенностей вулканитов в истории развития островных дуг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Волынец О. Н., Аношин Г. Н., Пузанков Ю. М., Пархоменко В. С.* Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685—688.
2. *Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Шанцер А. Е., Мелокосцев И. В.* Курило-Камчатская островная дуга. Камчатский сегмент//Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 56—85.
3. Вулканический центр: строение, динамика, вещество/Отв. ред. Масуренков Ю. П. М.: Наука, 1980. 300 с.
4. *Гладенков Ю. В., Синельникова В. Н., Титова Л. В.* Этапность развития фауны шельфовых бассейнов неогена Камчатки (на примере букцинид)//Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 58—135.
5. *Ермаков В. А., Цикунов А. Г., Черных Е. Н.* Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 50—66.
6. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока/Отв. ред. Лучицкий И. В. М.: Наука, 1974. 439 с.
7. *Кононова В. А., Первов В. А., Дрынкин В. И. и др.* Редкоземельные и редкие элементы кайнозойских основных вулканитов Забайкалья и Монголии//Геохимия. 1987. № 5. С. 644—659.
8. *Пополитов Э. И., Волынец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса//Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
9. *Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 201 с.
10. *Супруненко О. И., Марковский Б. А.* Щелочные вулканиты п-ова Кроноцкого (Камчатка)//Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 682—685.

11. Шанцер А. Е., Краевая Т. С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.
12. Basaltic volcanism on terrestrial planets. N. Y.: Pergamon Press. 1282 p.
13. Dungan M. A., Lindstrom M. M., McMillan N. J. et al. Open system magmatic evolution on the Taous plateau volcanic field, Northern New Mexico. I. Petrology and geochemistry of the Serviletta basalts//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B. 6. P. 5999—6028.
14. Fodor R. V., Keil K. Contribution to the mineral chemistry of Hawaii rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Hellakala and West Maui volcanoes//Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. V. 50. P. 173—195.
15. Gill J. B. Sr-Pb-Nd isotopic evidence that noth MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. № 3. P. 443—458.
16. Letterrier J., Maury R. C., Thonon P. et al. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 139—154.
17. McDonough W. F., McCulloch M. T., Sun S. S. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 5. P. 2051—2067.
18. Smith A. L., Carmichael I. S. E. Quarternary trachybasalts from southeastern California//Amer. Mineral. 1969. V. 54. № 5—6. P. 900—923.
19. Uchimizu M. Geology and Petrology of alkali rocks from Dogo, Oki island//J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. sec II geol., mineral., geogr., geophys. 1966. V. XVI. Part 1. P. 85—160.
20. Wass S. I. The origin and petrogenesis significance of hourglass zoning in titaniferous clinopyroxenes//Mineral. Mag., 1973. V. 39. № 302. P. 133—144.
21. Wood D. A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11—30.
22. Wood D. A., Joron J. L., March N. G. et al. Major and trace element variations in basalts from the North Phillipine sea drilled during Deep sea drilling project Leg 58; a comparative study of back-arc basin basalts with lavar series from Japan and Mid Oceanic Ridges//Int. Rep. of Deep Sea Drilling Project. 1980. V. 58. P. 873—894.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
16/X.1989 г.

Камчатское производственное
геологическое объединение

«Камчатгеология» Министерства
геологии и охраны недр СССР

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

УДК 551.23

© 1990 г.

А. М. РОЖКОВ, Ю. А. ТАРАН, Е. К. СЕРАФИМОВА, А. Д. ЕСИКОВ, А. Л. ЧЕШКО

ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГАЗОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (извержение 1988 г.)

Впервые за всю историю исследований Ключевского вулкана удалось отобрать газ непосредственно в месте выхода магмы на поверхность во время побочного извержения 1988 г. Высокотемпературные (1050—1100° С) газы обогащены водой и галоидами и обеднены серой; их составы близки к химически равновесным при температурах отбора, окислительное состояние формировалось в условиях, близких к редокс-условиям буферов NNO и QFM. Изотопный состав магматической воды ($-71\text{‰} < \delta D < -44\text{‰}$; $+6,3\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +8,4\text{‰}$, SMOW) отвечает интервалу «первично-магматических» вод. Изотопный состав молекулярного водорода ($-187\text{‰} < \delta D < -160\text{‰}$, SMOW) формировался в условиях изотопного равновесия с водой. Химический состав газов и изотопный состав углерода углекислоты ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -11,6\text{‰}$, PDB) указывает на значительную степень дегазации магмы побочного извержения 1988 г.

CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF MAGMATIC GASES OF KLU-CHEVSKOY VOLCANO (ERUPTION OF 1988), by Rozhkov A. M.,* Taran Yu. A., Serafimova E. K.,* Esikov A. D.** and Sheshko A. L.** For the first time in investigations of Klyuchevskoy, the sampling of gases was made directly in magma discharge during the flank eruption of 1988. High-temperature gases (1050—1100° C) are enriched in water and haloids, and impoverished in sulphur; their compositions are close to that of chemical equilibrium at the temperature of sampling, the oxidizing state being formed in conditions that are close to redox conditions of NNO and QFM buffers. The isotopic composition of magmatic water ($-71\% < \text{SD} < -44\%$; $+6.3\% < \text{S}^{18}\text{O} < +8.4\%$, SMOW) is in concordance with the interval of «primary magmatic» waters. The isotopic composition of molecular hydrogen ($-187\% < \text{SD} < 160\%$, SMOW) was formed in terms of isotopic equilibrium with water. Chemical composition of gases and isotopic composition of carbon in carbonic acid ($\text{S}^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -11.6\%$, PDB) indicate the significant degassing of magma of the 1988 flank eruption.

(Received October 4, 1989)

* *Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR*

** *Institute of Hydrous Problems, USSR Academy of Sciences, Moscow, 103064, USSR*

Введение

Весной и летом 1988 г. впервые за весь, более чем полувековой период систематических наблюдений за состоянием Ключевского вулкана, во время побочного извержения представилась возможность отобрать пробы магматических газов непосредственно в месте выхода магмы на поверхность.

Ранее такие попытки предпринимались неоднократно, но из-за характера извержений удавалось отбирать газы лишь с поверхности остывающих лавовых потоков и шлаковых конусов [1, 5]. Пробы этих газов во всех без исключения случаях содержали 95% и более воздуха, максимальные температуры не превышали 600° С, а как правило, были существенно ниже.

Гигантский вулкан Ключевской, один из самых активных вулканов мира, входит в Ключевскую группу вулканов, расположенную в Центральной Камчатской депрессии на стыке Курило-Камчатской и Алеут-

ской островных дуг. В последнее время благодаря усилиям большого количества ученых систематизирован обширный комплекс данных по геофизике, петрологии, геохимии твердых продуктов извержений, а также по динамике эруптивной деятельности вулкана [2, 9, 10]. Перечислим основные характеристики вулкана. Возраст, по данным И. В. Мелкесцева, — около 10 тыс. лет, продукты извержений — известково-щелочные базальты от глиноземистых до магнезиальных нормальной щелочности. Средний расход магмы 55 млн. т/год. Отмечается цикличность в эруптивном режиме вулкана. В результате последнего цикла извержений на фоне синхронной с побочными извержениями эксплозивно-эффузивной деятельности вершинного кратера центры побочных извержений перемещаются вверх по склону вулкана. Начиная с 1980 г., все побочные извержения являются чисто эффузивными.

Извержение 1988 г. произошло на южном склоне вулкана на высоте 4100 м, продолжалось свыше 7 мес (с 29 января по 14 сентября) и стало для Ключевского вулкана одним из самых длительных и наиболее высоким по абсолютной отметке. Эруптивный центр приурочен к пересечению радиальной и кольцевой трещин, образовавшихся на склоне вулкана. Излияние лавового потока происходило в основном из жерла небольшого шлакового конуса, сформированного в ходе извержения. Ширина потока в истоке во время наблюдений 1,2—1,5 м, скорость истечения лавы в среднем 0,5 м/с.

Методическая часть

В ходе извержения было отобрано несколько проб газа, четыре из которых обсуждаются в статье. Пробы 1 и 2 (4.V.1988 г. и 18.VII.1988 г.) отобраны из конуса разбрызгивания лавы (горнитоса) примерно в 3 м выше источника лавового потока. Диаметр открытой части горнитоса в мае составлял около 0,7 м. Внутренняя поверхность была раскалена до ярко оранжевого цвета, и под ней под действием вырывающейся струи газа двигалась вверх жидкая лава. В мае, по визуальным оценкам, скорость истечения газовой струи составляла не менее 15 м/с, а расход — около 6 м³/с (на высоте 4100 м). Эпизодически скорость струи изменялась из-за попадания в полость камеры порций лавы. Эта лава или выбрасывалась газом на высоту 6—10 м, или выдавливалась в виде небольших лавовых потоков. После освобождения канала режим истечения газа восстанавливался. В июле режим извержения оставался прежним.

Пробы 3 и 4 (21.VIII.1988 г. и 25.VIII.1988 г.) были отобраны в непосредственной близости от лавовой бочки из расплава путем погружения в трещины трубки пробоотборника на глубину 20—30 см. В момент отбора газ вырывался из расплава с характерным шипением, а ночью в местах выходов газа наблюдались языки пламени бледно-голубого цвета высотой 10—30 см.

Техника отбора. В отверстие горнитоса или в трещину лавового потока погружали керамическую трубку диаметром 40 мм. В эту внешнюю трубку помещали кварцевый пробоотборник, соединенный с системой поглотителей последовательно тefлоновой и каучуковой трубками.

Температуру в точках отбора измеряли оптическим пирометром.

Основные пробы газа отбирали в вакуумированные барботеры со щелочным поглотителем (4 н NaOH). Кроме того, для отбора конденсата стеклянным шприцем объемом 100 см³ парогазовую смесь прокачивали через охлаждаемые снегом барботеры, а неконденсированный газ отбирали в стеклянные сосуды объемом 230 см³.

Анализ. А ампулах со щелочным поглотителем хроматографически определяли не поглощенные щелочью газы: O₂, N₂, H₂, CO, CH₄ (на 4-метровой колонке с молекулярными ситами, детектор-катарометр). Ар-

гон — на составной колонке с молекулярными ситами CaA и NaX при комнатной температуре по методу [11].

Кислую часть (CO₂, H₂S, SO₂, HCl, HF) определяли в щелочном поглотителе методами мокрой химии. Концентрации H₂S и SO₂ рассчитывали способом В. Гиггенбаха [15]. В пробах 1 и 3 оказались заметные осадки элементарной серы. Неясно, как перераспределяются в системе отбора H₂S, S₂ и SO₂, поэтому общая сера в этих анализах приводится без разделения на H₂S и SO₂.

Для изотопного анализа из газа, отобранного на месте в стеклянные сосуды, выделяли CO₂ (вымораживанием на жидком азоте) и H₂ (сжиганием и последующим восстановлением на уране).

Результаты

В табл. 1 приведены результаты анализов. Химические составы газов даны в частях на миллион, изотопные — в промилле относительно стандартов (SMOW — для H₂O и H₂ и PDB для ¹³C).

В пробах 1 и 2, отобранных из горнитосов, обнаружено соответственно 83 и 41% воздуха. Пробы 3 и 4 из лавового потока почти не содержали воздуха. В этих, наиболее обогащенных водой пробах, концентрации CO в сухом газе оказались на грани чувствительности хроматографического метода или чуть выше. Метан обнаружен только в пробах 1 и 2 из горнитосов, но в концентрациях, близких к воздушным по отношению к азоту (~10⁻⁴% в сухом газе). Отношение N₂/Ar значительно превышает воздушное (83) только в пробах 3 и 4. Следовательно, толь-

Таблица 1

Химический и изотопный состав магматических газов Ключевского вулкана (извержение 1986 г.)

Компоненты их соотношения	Дата отбора и номер пробы			
	4.05.1988 1	18.07.1988 2	21.08.1988 3	25.08.1988 4
T° C	1050	1070	1100	1100
<i>Химический состав, части на миллион</i>				
H ₂ O	940 000	908 400	975 500	977 000
H ₂	11 600	17 000	62 000	5 900
CO ₂	24 600	44 700	500	1 200
CO	1 100	1 550	<5	12
H ₂ S		500		
SO ₂	1 700	1 000	1 500	900
HCl	20 200	22 800	14 300	13 200
HF	790	2 900	2 000	1 700
N ₂	*	**	80	40
Ar	*	**	0,38	0,32
CH ₄	7	13	<1	<1
<i>Изотопный состав, ‰</i>				
δ ¹⁸ O _{H₂O}	—	+8,4	+6,3	+7,8
δD _{H₂O}	—	-44	-71	-59
δD _{H₂}	—	-164	-187	-160
δ ¹³ C _{CO₂}	—	-11,6	—	—
<i>Атомные отношения</i>				
H/C	75	42	3960	1650
S/C	0,066	0,032	3,0	0,75
Cl/F	26	7,9	7,2	7,8
N ₂ /Ar	*	**	210	125

Примечание. Содержание воздуха в сухом газе, об.%; *—83, **—41.

Расчитанные температуры газовых и изотопных равновесий, летучести кислорода и серы

Параметры	1	2	3	4
$T^{\circ} \text{C}$, измеренная	1050	1070	1100	1100
T_C	1419	1052	—	1005
T_S	—	959	—	—
T_H	—	994	998	1089
$\lg f_{\text{O}_2} (\text{H})$	-9,96	-10,03	-8,67	-8,62
$\lg f_{\text{O}_2} (\text{C})$	-10,53	-9,98	—	-8,43
$\lg f_{\text{O}_2} (\text{S})$	—	-10,83	—	—
$\lg f_{\text{S}_2}$	—	-4,98	—	—

Примечание. T_C и T_S расчитаны по уравнениям (6) и (7) соответственно; T_H — по изотопному равновесию H_2 — H_2O (уравнение (12)); 1—4 — номера проб.

ко в этих пробах следует ожидать нетривиальных элементных и изотопных отношений благородных газов. Результаты этих определений будут опубликованы позднее.

Изотопный состав воды попадает в интервал «первично-магматических» вод [8], причем вода самой «сухой» пробы 2 приближается по изотопному составу к «андезитовым» водам [7]. Изотопный состав молекулярного водорода, безусловно, формируется в условиях равновесия изотопного обмена в системе H_2 — H_2O (табл. 2).

Изотопный состав углерода CO_2 ($\delta^{13}\text{C} = -11,6\%$), который, к сожалению, удалось измерить только для одной пробы, отличается от «нормально магматического» ($-5 \div -8\%$), но характерен для островодужных вулканов [19] и, в частности, для многих вулканов Камчатки и Курильских островов, находящихся в фумарольной стадии активности [3, 6].

Газовые и изотопные равновесия

По известным термодинамическим константам для реакций:



можно оценить «кажущиеся» температуры равновесия, а с учетом температур отбора по равновесиям окисления:



соответствующие «кажущиеся» окислительные потенциалы или летучести кислорода.

Цель этих расчетов, результаты которых приводятся в табл. 2, показать, близки ли к равновесию магматические газы в условиях отбора, каким буфером контролируется окислительно-восстановительная обстановка в системе расплав — флюид, а если газы существенно неравновесны, понять, в чем причина. В данном случае такие расчеты важны еще и потому, что, во-первых, газы, особенно в пробах 3 и 4, чрезвычайно обогащены водой (такое содержание воды характерно скорее для низко- и среднетемпературных фумарол гидротермальных систем кратеров вулканов в межэруптивной стадии), и во-вторых, потому, что вода эта, судя по изотопному составу, почти не контаминирована локальными ме-

теорными водами (изотопный состав льда и снега на этой высоте, по данным С. Муравьева, $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$ и $\delta D = -150\text{‰}$).

Формулы для расчетов температур и f_{O_2} получены интерполяцией данных справочника Р. Роби и др. [20] зависимостями $\lg K = A + B/T$, точность которых не менее 0,05 lg — единиц:

$$T_c \text{ } ^\circ\text{C} = 1778 / (1,61 - \lg Q_c) - 273, \quad (6)$$

где $Q_c = X_{\text{H}_2\text{O}} \cdot X_{\text{CO}} / X_{\text{CO}_2} \cdot X_{\text{H}_2}$; X_i — мольные доли;

$$T_s \text{ } ^\circ\text{C} = 11907 / (4,75 - \lg Q_s) - 273 \quad (7)$$

$$Q_s = X_{\text{H}_2\text{O}}^2 \cdot X_{\text{H}_2\text{S}} / X_{\text{H}_2}^3 \cdot X_{\text{SO}_2},$$

$$\lg f_{\text{O}_2}(H) = -25932/T + 5,82 - 2 \lg (X_{\text{H}_2} / X_{\text{H}_2\text{O}}), \quad (8)$$

$$\lg f_{\text{O}_2}(C) = -29487/T + 9,05 - 2 \lg (X_{\text{CO}} / X_{\text{CO}_2}), \quad (9)$$

$$\lg f_{\text{O}_2}(S) = -14025/T + 1,08 + \lg (X_{\text{SO}_2} \cdot X_{\text{H}_2} / X_{\text{H}_2\text{S}}), \quad (10)$$

$$\lg f_{\text{S}_2} = -4722/T + 2,56 - 2 \lg (X_{\text{H}_2} / X_{\text{H}_2\text{S}}). \quad (11)$$

Для фактора изотопного фракционирования в системе H_2 — H_2O в температурном интервале 800—1300° С интерполяция данных П. Рише и др. [20] дает

$$\Delta_H = 1000 \ln \alpha_{\text{H}_2-\text{H}_2\text{O}} = -151,6 + 361842/T. \quad (12)$$

Расчеты показывают, что несмотря на очень высокие содержания воды, температуры равновесия близки к 1000° С, но в общем значительно отличаются от измеренных. Температура T_c выше, чем T_s , причем для пробы 1 получена нереально высокая температура. «Серные» температур примерно на 100° С ниже измеренных и это вероятнее всего связано с потерями и перераспределением серы и серных компонентов в системе отбора и, возможно, аналитическими ошибками¹. Низким «серным» температурам соответствуют и более низкие f_{O_2} и крайне низкие значения f_{S_2} .

На рис. 1 показана связь между измеренными температурами и рассчитанными значениями летучестей кислорода. Разброс рассчитанных значений f_{O_2} — в пределах одного порядка, причем пробы 3 и 4 выглядят слишком окисленными (мало CO и H_2), а точки для проб 1 и 2, рассчитанные по отношениям $X_{\text{H}_2} / X_{\text{H}_2\text{O}}$, лежат между значениями, задаваемыми буферами NNO и QFM в соответствии с результатами Т. Герлаша [14] по другим вулканам мира.

Расчитанные величины f_{O_2} по равновесию окисления H_2S еще раз подтверждают, что результаты анализов по сере, видимо, неверны.

Химические свидетельства дегазации расплава

Представленные анализы газов Ключевского вулкана в своем роде уникальны. По содержанию серы, углерода и воды они близки лишь к газам, отобраным И. А. Меняйловым и др. во время извержения Южного прорыва Толбачика [3]. В опубликованных к настоящему времени составах магматических газов базальтовых вулканов (табл. 3) общее содержание серных компонентов не ниже 3 мол.%, CO_2 — не ниже 5%, а в самых «водных» газах исландского вулкана Суртсей содержание воды не более 93%. В газах Ключевского вулкана, так же, как и в газах Южного прорыва Толбачика, количество серы не превышает 0,2%, а содержание воды достигает 98%. Еще раз подчеркнем, что эта вода (из газов Ключевского вулкана и Толбачика) имеет изотопный состав, весьма близкий к «первично-магматическому», и нет сомнений в том, что примесь локальных метеорных вод минимальна

¹ Аналитические ошибки могли быть связаны с очень низкими содержаниями общего количества серы в газах побочного извержения вулкана Ключевской в 1988 г.

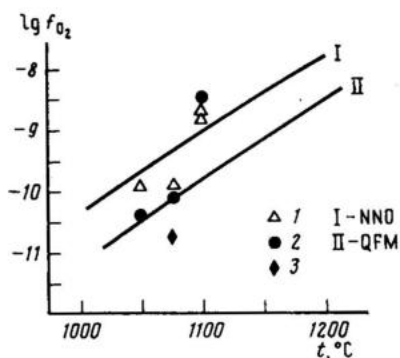


Рис. 1

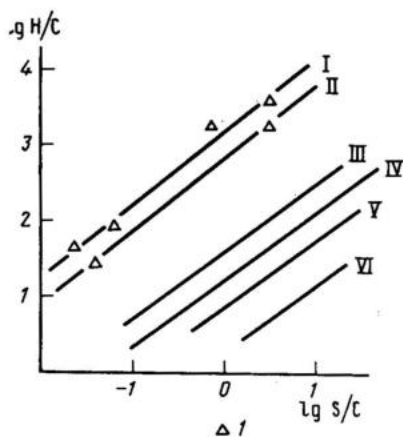


Рис. 2

Рис. 1. Связь измеренных температур и летучестей кислорода, рассчитанных по реакциям окисления (3—5). Линии NNO и QFM относятся соответственно к буферам f_{O_2} никель-никель-оксид и кварц-магнетит-фаялит. 1 — по отношению x_{H_2}/x_{H_2O} ; 2 — по отношению x_{CO}/x_{CO_2} ; 3 — по отношению x_{H_2S}/x_{SO_2}

Рис. 2. Зависимости атомных отношений H/C от S/C для высокотемпературных газов базальтовых вулканов, по Т. Герлаш [14]. 1 — точки для Ключевского вулкана и Толбачика; тренды для вулканов: I — Ключевского; II — Толбачика; III — Суртсей; IV — левая часть прямой — Ньярагонго, правая часть — Эрта Але; V — левая часть прямой — Килауэа, правая часть — Мауна Лоа; VI — Этна

К особенностям газового состава, помимо высокого содержания воды и низкого — серы, можно отнести высокие отношения Cl/S и закономерный тренд корреляционной зависимости атомных отношений H/C и S/C.

Следовательно, мы имеем дело с флюидом, отделившимся от весьма дегазированного расплава, так как растворимость в магме CO_2 и серных компонентов много меньше растворимости воды и галоидов. На рис. 2 приведены корреляционные зависимости атомных отношений H/C и S/C для вулканов мира, перечисленных в табл. 3, построенные Т. Герлашем [14], и точки для Ключевского вулкана и Толбачика. Видно, что наклоны трендов для всех вулканов очень близки, но положения корреляционных графиков на диаграмме значительно различаются. Различаются главным образом за счет содержания воды.

Эти зависимости показывают общий тренд, связанный с дегазацией базальтовых расплавов: потеря углекислоты в процессе извержения происходит на фоне стносительного повышения концентрации воды и относительного постоянства содержания серных компонентов. Но эти зависимости не объясняют поведение серы в реальных расплавах. Остаются неясными причины чрезвычайно низких содержаний серы в газах Ключевского вулкана извержения 1988 г. и в газах Южного прорыва Толбачика. Т. Герлаш [13] обратил внимание на относительно низкие содержания серы в газах Ньярагонго. Он связал это с низкими, ниже буфера QFM, расчетными значениями f_{O_2} , так как содержание серы в стеклах базальтов Ньярагонго в отличие от газов весьма высокое, до 0,5 вес. % — выше, чем в стеклах базальтов срединно-океанических хребтов. Действительно, известно, что растворимость серы в силикатных расплавах, содержащих железо, в значительной степени контролируется режимом f_{O_2} [22]. При низких f_{O_2} сера фиксируется в расплаве в виде сульфидов железа (пирротина), и летучесть серы f_{S_2} должна контролироваться в этом случае главным образом равновесием



Составы высокотемпературных вулканических газов (по Т. Герлаш [14], моль.%, с дополнениями)

Вулкан, год отбора пробы	H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO	SO ₂	S ₂	H ₂ S	HCl	t° C	H/C	S/C	
Суртсей, 1964	81,13	2,37	9,29	0,69	3,15	0,13	0,64	0,81	1125	16,7	3,34	
	1965	87,88	3,12	6,43	0,39	2,72	0,10	0,63	1125	26,7	1,98	
	1967	92,47	1,74	3,31	0,11	3,74	0,02	0,15	1125	55,1	1,14	
Эрта Але, 1971	71,65	1,62	18,88	0,83	10,17	0,68	1,10	—	1075	7,43	1,65	
	1973	70,35	2,36	18,42	1,55	6,74	0,15	0,38	—	1210	7,28	0,35
	1974	78,28	1,76	13,08	0,60	8,34	0,36	1,08	—	1130	11,8	0,72
Ардукоба, 1978	78,71	1,73	4,02	0,17	15,38	1,51	1,80	—	1070	38,4	4,46	
Килауэа, I—8 ^a	37,09	0,49	48,90	1,51	11,84	0,02	0,04	0,08	1170	1,49	0,24	
	I—13 ^a	69,29	1,01	17,82	0,62	10,93	0,03	0,08	0,21	1175	7,62	0,60
	1982 ^b	47,07	0,57	6,24	0,13	44,32	—	1,68	—	1070	15,26	6,94
	1983 ^b	85,85	1,45	1,43	0,05	10,61	—	0,61	—	1110	118	7,58
Мауна Лоа, 1984 ^b	69,40	0,66	4,57	0,16	24,7	—	0,38	0,015	1130	296	5,30	
Этна, 1970	49,91	0,54	26,06	0,54	38,54	0,38	0,27	—	1075	3,79	1,47	
Ньярагонго, 1959	45,90	1,59	45,44	2,70	2,30	0,55	1,41	—	1020	1,97	0,09	
Толбачик, СП 1976 ^г	78,56	3,01	4,87	0,39	0,03	—	0,16	0,57	1000	31,0	0,036	
	ЮП 1976	96,77	0,76	0,08	0,001	0,13	—	0,11	1100	2433	2,96	
Ключевской 18.VII.1988 ^д	90,84	1,70	4,47	0,16	0,11	—	0,005	2,02	1070	40,0	0,025	
	25.VIII.1988	97,70	0,59	0,12	0,0001	0,09	—	0,0002	1,32	1100	1637	0,7

Примечание. а) газы так называемой I-серии из классической коллекции Джаггара 1918—1919 гг. б, в) по Л. Гринлад [6,17]; г) по И. А. Меняйлову и др. [4]; д) данные авторов. Прочерк означает, что компонент не определялся.

т. е. отношением $(\text{FeS})_{\text{расплав}}/(\text{FeO})_{\text{расплав}}$ независимо от общего содержания серы в расплаве.

Можно, таким образом, предложить грубую модель, объясняющую наблюдаемые особенности состава газов Ключевского вулкана.

Благодаря эксплозиям из вершинного кратера, по дайкам, связанным с основным каналом и питающим побочные извержения последнего эруптивного цикла, поступает значительно дегазированная магма. Это фиксируется в составе газов высокими относительными содержаниями воды и галоидов (HCl, HF). Потеря значительной части летучих снижает общее содержание серы. При этом сера в дегазированном кристаллизующемся расплаве в значительной степени переходит в сульфидную форму, и ее летучесть контролируется летучестью кислорода и отношением $(\text{FeS})/(\text{FeO})$ в расплаве. Будущие исследования летучих и режима кислорода в стеклах базальтов последних побочных извержений Ключевского вулкана должны прояснить ситуацию.

Вероятно, похожая картина наблюдалась и для БТТИ, но в этом случае следует предположить, что дегазация расплава, общего для Северного и Южного прорывов, в основном завершилась за счет эксплозий Северного прорыва (см. рис. 2). Если же расплавы Северного и Южного прорывов БТТИ генетически не связаны, возникает нетривиальная проблема объяснения состава газов Южного прорыва, обладающего несомненными признаками значительной степени дегазации материнского силикатного материала.

Степень дегазации расплава и изотопный состав углерода

Величина изотопного состава углерода углекислоты — 11,6‰ (PDB) позволяет дополнить рассуждения, приведенные выше, еще одной спекуляцией. Известно, что «нормально-магматическая» углекислота имеет изотопный состав в среднем — 7‰ [19]. Имеется экспериментальная оценка фактора фракционирования углерода CO₂ между базальтовым расплавом и флюидом [18]. При магматических температурах $\delta^{13}\text{C}_{\text{расплав}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{флюид}} = \Delta_c$ составляет около 4,5‰, т. е. флюид обогащается ¹³C. Действительно, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ в газах исландских вулканов и геотермальных систем, в газах Килауэа и Мауна Лоа [19], по многочисленным измерениям, изменяется в интервале — 2,5 ÷ 4‰. Для газов Северного прорыва Толбачика И. А. Меняйлов и др. [4] приводят цифры $\delta^{13}\text{C} = -3,4\text{‰}$. Следовательно, можно предположить, что значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -11,6\text{‰}$ соответствует равновесию с растворенной в расплаве CO₂, имеющей изотопный состав около — 15,5‰, т. е. значительно облегченной по сравнению с «нормально-магматической» углекислотой. Предположив релеевский механизм формирования изотопного состава CO₂, в результате дегазации (без дополнительного источника CO₂) можно оценить степень дегазации расплава с $\delta^{13}\text{C} = -15,5\text{‰}$

$$\Delta_c = \{-7 - (-15,5)\} = \Delta_0 \ln(1-F), \quad (13)$$

где Δ_0 — равновесный фактор фракционирования, равный — 4,5‰ и F — степень дегазации. Отсюда $F \approx 86\%$. Не исключено, что опубликованное в работе [4] значение $\delta^{13}\text{C} = -30\text{‰}$, полученное для CO₂ Южного прорыва Толбачика из пробы, отобранной на самом последнем этапе извержения (октябрь, 1976 г.), также является признаком большой степени дегазации расплава.

Выводы

1. Высокотемпературные (1000—1100°С) газы побочного извержения Ключевского вулкана 1988 г. обогащены водой и галоидами и чрезвычайно бедны серой. Их составы близки к химически равновесным при температурах отбора, а редокс-условия их формирования, рассчитанные по газовым составам, близки к условиям, задаваемым QFM- и NNO-буферами f_{O_2} .

2. Несмотря на значительное обогащение газов водой, изотопный состав воды отвечает «первично-магматическому», а изотопный состав молекулярного водорода формируется в условиях изотопного равновесия с водой при температурах 1000—1100°С.

3. Низкие содержания углерода и серы в газах, характерный тренд зависимости атомных отношений H/C и S/C и изотопно облегченный по сравнению с «нормально-магматическим» углерод CO₂ являются несомненными признаками значительной степени дегазации расплава побочного извержения Ключевского вулкана 1988 г.

Авторы благодарят А. Ю. Озерова за помощь при отборе проб, а также Б. Г. Покровского и А. Л. Девирца за измерение изотопного состава молекулярного водорода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башарина Л. А. Эксгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы//Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Наука, 1963. С. 169—227.
2. Курсанов И. Т., Пономарев Г. П., Штейнберг Г. С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана//Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 93—98.
3. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности вулка-

- нических газов//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285—308.
4. *Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Буачидзе Г. И., Рожков А. М.* Изотопный состав углерода CO₂ вулканических газов Камчатки и Курил//Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 36—44.
 5. *Серафимова Е. К.* Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 168 с.
 6. *Таран Ю. А.* Фумарольная активность Корякского вулкана в 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 3. С. 82—85.
 7. *Таран Ю. А., Покровский Б. Г., Дубик Ю. М.* Изотопный состав и происхождение воды андезитовых магм//Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 440—443.
 8. *Тейлор Х. П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200—237.
 9. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горвальчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности//Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3—42.
 10. *Хренов А. П., Антипин В. С., Чувашова Л. А., Смирнова Е. В.* Петрохимические и геохимические особенности базальтов Ключевского вулкана//Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3—15.
 11. *Цицишвили Г. В., Собелашвили Ш. Д., Андроникашвили Т. Г.* Хроматографическое разделение аргона, кислорода и азота на синтетических цеолитах//Заводская лаборатория. 1975. № 4. С. 398—401.
 12. *Friedman I., Gliason J., Jackson T.* Variation of $\delta^{13}\text{C}$ in fumarolic gases from Kilauea volcano//U. S. Geol. Surv. Prof. paper. 1350. 1987. P. 805—808.
 13. *Gerlach T. M.* Chemical characteristics of the volcanic gases from Nyiragongo lava lake and generation of CH₄-rich fluid inclusions in alkaline rocks//J. Volc. Geoth. Res. 1980. V. 8. P. 177—189.
 14. *Gerlach T. M.* Intrinsic chemical variations in high-temperature volcanic gases from basic lavas//Forecasting volcanic events. Amst. Elsevier. 1983. P. 323—336.
 15. *Giggenbach W.* A simple method for the collection and analysis of volcanic gases samples//Bull. Volcanol. 1975. V. 39. P. 132—145.
 16. *Greenland L. P.* Hawaiian eruptive gases//Volcanism in Hawaii. U. S. Geol. Surv. Prof. paper. 1350. 1987. P. 759—770.
 17. *Greenland L. P.* Composition of gases from the 1984 eruption of Mauna Loa volcano//Ibid. P. 781—790.
 18. *Javoy M., Pineau F., Iiyama I.* Experimental determination of the isotopic fractionation between gaseous CO₂ and carbon dissolved in tholeiitic magma: a preliminary study//Contr. Mineral. Petrol. 1978. V. 67. P. 35—39.
 19. *Javoy M., Pineau F., Delorme H.* Carbon and nitrogen isotopes in the mantle//Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 41—62.
 20. *Richet P., Bottinga Y., Javoy M.* A review of hydrogen, carbon nitrogen, oxygen, sulphur and chlorine stable isotope fractionation among gaseous molecules//Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1977. V. 5. P. 65—110.
 21. *Robie R., Hemingway B. S., Fisher J. R.* Thermodynamical properties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 bar pressure//U. S. Geol. Surv. Bull. 1452. 1978. P. 456.
 22. *Whitney J. A.* Fugacities of sulphurous gases in pirrotitebearing magmas//Amer. Mineral. 1985. V. 69. P. 69—78.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
4.X.1989

Институт водных проблем
АН СССР, Москва

© 1990 г.

УДК 556.314(260)

С. Г. КРАСНОВ, С. М. СУДАРИКОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНСКИХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМ

Все гидротермы, известные в Мировом океане, подразделяются на хлоридные натриевые, формирующие сульфидное оруденение в океанических и межконтинентальных рифтовых зонах и в областях океанических окраин (первый тип), и сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые (второй тип), встречающиеся вблизи вулканов островных дуг. Гидротермы первого типа образуются в результате высокотемпературного взаимодействия морской воды с породами, второго — при прямом участии вулканических экзальаций. Вместе с гидротермами суши, формирующими сульфидную минерализацию, гидротермы океана могут быть объединены независимо от их генезиса в общий ряд с закономерно изменяющимися кислотностью и солёностью. Такие характеристики гидротермальных растворов, как pH и содержание Cl^- , определяющие их возможности в отношении выщелачивания и переноса рудных компонентов, играют ведущую роль в формировании гидротермально-осадочных сульфидных руд.

CHEMICAL COMPOSITION AND GENESIS OF OCEANIC ORE-FORMING HYDROTHERMAL SOLUTIONS, by Krasnov S. G. and Sudarikov S. M. Hydrothermal solutions of the World Ocean are subdivided into those of chloride sodium composition, forming sulfide mineralization in oceanic and intercontinental rift zones and margins (first type), and of sulphate-chloride magnesium-sodium composition (second type) encountered near volcanoes of island arcs. The first type solutions are formed by high-temperature sea-water basalt interactions, while the second type — under the direct influence of volcanic exhalations Oceanic hydrothermal solutions with those subaerial therms which form sulfide mineralization can be incorporated, regardless of their genesis into a single sequence according to acidity and salinity. Such characteristics of hydrothermal solutions as pH and Cl^- content determine their ability with respect to leaching and transporting of ore components and play the main role in forming massive sulfide deposits.

VniIOkeanologiya, Leningrad

Обстановка гидротермальной деятельности в океане и характеристика гидротерм

Как видно на схеме распространения современных гидротерм в Мировом океане (рис. 1), районами субмаринной гидротермальной деятельности являются океанические и межконтинентальные рифтовые зоны и активные океанические окраины. Тектонические обстановки, к которым принадлежат известные в океане гидротермальные проявления, систематизированы в работе [18].

В пределах океанических рифтовых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), хребтов Хуан-де-Фука, Эксплорер и, по-видимому, Горда, а также Срединно-Атлантического хребта (САХ) выходы высокотемпературных гидротерм концентрируются прежде всего в узких (первые километры) осевых зонах активного вулканизма. Гидротермы обнаружены также на расстояниях в первые десятки километров от осей рифтов на Галапагосском поднятии и отдельных вулканах центрального типа, осложняющих фланги ВТП. С высокотемпературными гидротермами рифтовых зон связано формирование на поверхности дна массивных рудных построек, сложенных главным образом сульфидами

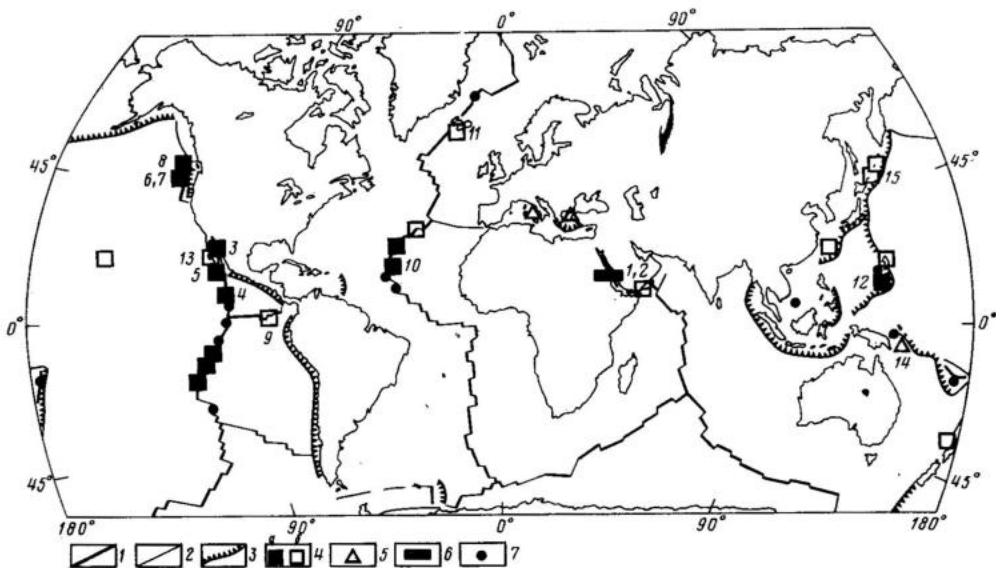


Рис. 1. Основные районы современной гидротермальной деятельности в Мировом океане. 1 — рифтовые зоны; 2 — главные разломы; 3 — глубоководные желоба; проявления гидротерм; 4 — хлоридных натриевых высокотемпературных (а) и низкотемпературных (б), 5 — сульфатно-хлоридных магниевых-натриевых, 6 — хлоридных натрий-кальциевых рассольного типа; 7 — зоны разгрузки субаквальных гидротерм, предполагаемые по аномалиям состава морских вод. Номера районов на карте соответствуют номерам в табл. 1

Zn, Cu и Fe, опалом и баритом и подробно описанных в специальной литературе [18, 27, 39, 44 и др.]. Кроме того, гидротермы океанических рифтов формируют корки гидрооксидов Fe и Mn и обширные поля металлоносных осадков, обогащенных теми же компонентами и реже силикатами железа [12].

В межконтинентальных рифтовых зонах, лежащих на продолжении океанических, рудообразующие гидротермы известны в Красном море, где с их накоплением во впадинах осевой части рифта связано обогащение илов сульфидами, силикатами и гидроксидами перечисленных выше металлов [12, 20], а также в Калифорнийском заливе, где рудные постройки, сходные с известными в океанических рифтах, залегают на мощной толще осадков [18].

Большинство субаквальных гидротерм, опробованных в областях океанических окраин, связаны с двумя типами тектонических обстановок: **островодужными (1)** и **тыловодужного рифтогенеза (2)**. Примером, относящимся к первому типу обстановок, могут служить гидротермальные проявления вблизи Курильских островов [1], Липарских островов в Средиземном море [33], ко второму — высокотемпературные гидротермы Марианского трога [26]. Гидротермы встречены также во внеосевых частях тыловодужных рифтовых зон (например, в нескольких километрах от оси Марианского трога [37]) и на вулканах, расположенных в пределах окраинных морей в ближней тыловой части островных дуг¹ (вулкан Пийпа вблизи Командорских островов [19]). Изучены, однако, гидротермы этих обстановок весьма слабо. Наконец, отдельные гидротермальные проявления известны в пределах **океанических плит**, например на вулкане Лоихи у Гавайских островов [39].

¹ Этот последний вариант локализации гидротерм в областях активных океанических окраин по существу является промежуточным между тектоническими обстановками (1) и (2).

Высокотемпературные гидротермы (свыше 200°С в местах выхода на поверхность дна) опробованы к настоящему времени только в океанических рифтах, в межконтинентальном рифте Калифорнийского залива и в окраинно-океанической Марианской междуговой рифтовой зоне. По содержанию главных ионов эти гидротермы близки к морской воде, отличаясь от нее прежде всего резким снижением концентраций магния и сульфата-иона, повышением содержаний калия, кальция, ряда малых компонентов — щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов, а также появлением двуокиси углерода, сероводорода, обуславливающим реакцию и восстановительные свойства вод (табл. 1). Состав опробованных в тех же районах низкотемпературных гидротерм еще ближе к составу морской воды. Соотношение концентраций основных компонентов свидетельствует о том, что низкотемпературные гидротермы являются продуктами смешения высокотемпературных гидротерм с морской водой, происходящего, по-видимому, ниже поверхности дна, в подводных каналах. Небольшая примесь магния и сульфат-иона, отмечаемая даже для наиболее высокотемпературных гидротерм, может быть также связана с разбавлением проб морской водой при их отборе. Разделить эффекты разбавления гидротерм морской водой на путях миграции и непосредственно в источниках после попадания их в придонную воду чаще всего невозможно. Однако обоснованные ниже представления о формировании океанских гидротерм приводят к выводу об образовании в недрах гидротермальной системы почти полностью бессульфатных и лишенных магния растворов, исходных для всех опробуемых на поверхности дна гидротерм, которые обычно именуется «end members» [29, 49—51 и др.]. Состав исходных растворов, вычисленный по результатам анализов некоторых реальных гидротерм в предположении консервативного поведения компонентов при смешении исходных растворов с морской водой, приведен в табл. 1. Ошибка в таких расчетах прямо пропорциональна степени смешения гидротерм с морской водой, что необходимо учитывать при анализе данных.

Следует отметить, что широко применяющийся наряду с кварцевым геотермометром метод экстраполяции, исходящий из того, что концентрация магния в «чисто гидротермальном» растворе равна 0, вряд ли применим для пересчета состава сильно разбавленных низкотемпературных гидротерм, в частности Галапагосских, о чем свидетельствуют результаты термодинамического моделирования. Модельные расчеты показывают, что магний ведет себя при смешении неконсервативно, осаждаясь частично в виде талька, а полного насыщения по кварцу при высоких температурах не наблюдается [8]. Тем не менее расчетные данные по высокотемпературным гидротермам, например района 21° с. ш. ВТП, приведенные в табл. 1, очень незначительно отличаются от реальных. Максимальная замеренная температура гидротерм близка к 350°С, а концентрации Mg и SO₄ — к аналитическому нулю [50]. В частности, максимальная концентрация Mg в опробованных источниках этого района составила 51,8 мг/л. Отношение Mg/SO₄ в гидротермах этого района близко к такому в морской воде. В данном случае, таким образом, можно использовать концентрации Mg как показатель степени разбавления гидротерм морской воды.

Океанские гидротермы глубоководных рифтов не находят себе места в рамках существующих классификаций, поскольку отличаются рядом специфических особенностей, с которыми исследователи до сих пор не встречались. Среди многочисленных геохимических классификаций современных гидротерм по составу наибольший интерес представляют классификации В. И. Кононова [9] и В. Д. Пампуры [17]. В первой в качестве критериев сравнения использованы как газовый, так и анионный состав и минерализация. Во второй — идентификация геохимических типов базируется на использовании формальных методов (кластер-

Состав океанских гидротерм в сравнении с морской водой, мг/кг

Компоненты	Тектоническая обстановка местоположения гидротерм										
	Морская вода	Межконтинентальный рифт					Океанический рифт				
		Красное море		Калифорнийский залив впадина Гуаймас*	ВТП, 13° с. ш.	ВТП, 21° с. ш.	Хр. Хуан-де-Фука				
		Впадина Атлантис-II	Впадина Дискавери				44° с. ш.	46° с. ш.			
	1	2	3	4	5	6	7				
Главные	19 182	156 030	455 300	20 601—22 586	19 845—25 915	17 338—20 530	33 720—38 648	18 860			
SO ₄ ²⁻	2 680	840	700	0	183—2 774	0	0	2 490			
HCO ₃ ⁻	142	143	30	—	—	—	—	—			
Na ⁺	10 670	92 600	93 000	10 924—11 798	11 109—12 765	10 096—11 728	15 201—18 306	—			
K ⁺	383	2 400	2 140	1 271—1 924	402—1 139	907—1 009	1 458—2 018	—			
Mg ²⁺	1 282	780	810	0	85—1 264	0	0	1 201			
Ca ²⁺	409	5 300	5 120	1 066—1 663	448—2 120	469—834	3 098—3 864	443			
Второстепенные	67	100	120	—	71,9—91	—	—	—			
Br ⁻	7,62	48	46	14—22,2	7,7—14,9	5,7—8,5	20,2—27,3	8,06			
Sr ²⁺	0,18	—	—	186—281	—	0,2	—	—			
NH ₄ ⁺	9,6	21	—	559—829	6—1 273	937—1 171	1 363—1 399	66			
H ₂ SiO ₃	0,18	4,4	4,5	4,3—7,5	0,25—4,6	6,2—7,2	7,7—12,6	0,4			
Микрокомпоненты	0,11	—	—	4,9—7,4	0,42—5,13	2,3—2,8	2,4—3,2	0,38			
Rb	0,02	—	—	0,96—7,4	1,1—2,2	1,1—2,2	—	—			
Ba	0,00005	82	—	7,3—13	2,2—42	38,4—55	143,4—246,1	0,18			
Mn	0,00006	81	0,27	1—10	28—56	42—136	575—1 044	0,15			
Fe	0,0004	0,15	0,08	0,001—0,07	—	0,01—2,8	0,1	—			
Cu	0,0007	4,7	0,77	0,007—2,6	—	2,6—6,9	39,2—58,8	—			
Zn	0	—	—	129—204	—	224—285	102—150	11,22			
H ₂ S	2—5	56—62	—	270—315	317	273—350	224—285	29			
T, °C	7,8	5	—	5,9	3,92—5,39	3,5	3,2	6,18			
pH	—	[20]	[20]	[51]	[41]	[50]	[49]	[27]			
Литературный источник	[50]	[20]	[20]	[51]	[41]	[50]	[49]	[27]			

Тектоническая обстановка местоположения гидротерм

Компоненты	Морская вода	Океанический рифт						Океаническая окраина			
		Хр. Эксплорер	Галапагосский хребет *	САХ, 23° с. ш.	Рейкьянес (Исландия)	Марианский трог	Пунта-Банда (Калифорния)	Матули-Харбор (Новая Британия)	О-в Уэлшир ист. Янкичевские **		
										8	9
Главные	19 182 2 680 142 10 670 383 1 282 409 67	— — — 1830—2270 — 1960—2570	11 400—21 000 0 — 5 960—11 200 730 0 980—1 600 —	19 787 — — — — — — —	27 729 159 2,4 14 373 1 520 96 2 287 101 6,3	— — — 12 09 — — — 7,9	10 800 351 347 5 200 410 80 1 600 — —	22 500 5 400 — 13 600 756 1 340 395 76	10 869—20 489 244—2 922 — 6 350—11 430 273—927 89—1 297 272—1 106 — 2,72 0,8 271		
Второстепенные	7,62 0,18	12,9—14,1 —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —		
Микрокомпоненты	H ₂ SiO ₃ Li Rb Ba Mn Fe Cu Zn H ₂ S	460—920 5,9—6,3 5,4 0,89—1,75 15,2—16,3 0,55—3,1 0,0002—0,003 0,0004 0,0007 0 2—5 7,8	4350 4,8—8,0 1,4—1,7 2,4—5,8 19,8—62,7 — — — 13 — —	1 068 — — — — 27,8 119,3 — 197,2 335—350 3,66 [28]	78 3 — — — 4,2 — 0,026 0,088 100 5,35 [9]	392 — 2,55 — — — — — 88,4 238—287 4,39 [26]	156 3 1,8 0,94 0,81—0,85 0,72—0,94 0,0001 0,0005 0,7 102 6,1 [48]	0,42 — — 141 97 0,05 2,53 — 65 3,7 [31]	— — — 0,27 — 0,27 — — 86 3,5 [2,14]		
T, °C											
pH											
Литературный источник	[50]	[45]	[29]	[28]	[9]	[26]	[48]	[31]			

Примечание. * Расчетный состав исходных растворов; ** прибрежные субмаринальные гидротермы; 1—15 — номера районов с гидротермами соответствующего рис. 1.

Газовый и изотопный состав гидротермальных растворов

Место отбора проб воды и газа	O ₂	N ₂	Ar	CO ₂	CO
	мл/л				
ВТП, 13° с. ш. *	—	—	—	66—374	0,12—0,36
ВТП, 21° с. ш. **	—	—	—	252****	—
О-в Ушишир ***	1,23—7,04	25,92—70,25	0,66—1,16	72,1—432,8	—
Место отбора проб воды и газа	δ ¹³ C _{CO₂}	δ ¹³ C _{CH₄}	δ ¹³ C _{CO}	δD _{CH₄}	CH ₄
	‰				мл/л
ВТП, 13° с. ш. *	-4,13—5,55	-16,58—26,4	-25,4—31,6	—	0,37—1,24
ВТП, 21° с. ш. **	-7,0	-15,0—17,6	—	-102—126	0,013—1,24
О-в Ушишир ***	—	—	—	—	3,1—10,25* 10 ⁻⁴
Место отбора проб воды и газа	N ₂	He 10 ⁻⁵ , см ³ /мл	δ ¹⁸ O _{H₂O}	δD _{H₂O}	δD _{H₂}
	мл/л		‰		
ВТП, 13° с. ш. *	9,68—126	0,14—6,0	+0,63—0,02	+0,56—0,31	-759—823
ВТП, 21° с. ш. **	7,3—30,5	0,017—1,73	+1,60	—	-373—401
О-в Ушишир ***	1,5—26,8· 10 ⁻⁴	—	-0,7—4,5	-4,2—31,5	—

Примечание. Литературный источник: * [40]; ** [52]; *** [5]; **** [42]; прочерк — отсутствие данных.

анализа, отношений между элементами). Гидротермы океанских рифтов можно выделить в самостоятельный, не описанный ранее подтип сероводородно-углекислых хлоридных натриевых терм (по В. И. Кононову). Отличительные черты: высокое содержание, наряду с двуокисью углерода, сероводорода и метана, кислая реакция, восстановительные значения редокс-потенциала, почти полное отсутствие сульфат-иона (табл. 1, 2).

Если опираться на классификацию В. Д. Пампуры, то для гидротерм рифтовых зон следовало бы также выделить отдельный тип хлоридного класса, характеризующийся (по имеющимся в настоящее время данным) отношениями $\text{Li}/\text{Cl} \cdot 10^6 = 270—380$; $\text{Rb}/\text{Cl} \cdot 10^6 = 100—400$; $\text{Vr}/\text{Cl} \cdot 10^3 = 3—4$, а также повышением в ряде случаев концентрации стронция (10—30 мг/л).

Гидротермы впадины Гуаймас в межконтинентальном рифте Калифорнийского залива, разгружающиеся сквозь мощную осадочную толщу, имеет по сравнению с гидротермами океанических рифтов ряд специфических особенностей, вытекающих из условий их формирования. Осадки Калифорнийского залива богаты CaCO_3 и органическим веществом. Под влиянием тепла базальтовых интрузий, внедряющихся непосредственно в осадочную толщу, идут процессы современного нефтеобразования. Эти процессы находят отражение в составе гидротерм по высокой концентрации гидрокарбонат-иона, аммония и повышенному содержанию метана в газовом составе [51].

Большинство известных субаквальных гидротерм окраинно-океанических областей сходны по своим основным характеристикам с низкотемпературными (сильно разбавленными морской водой) гидротермами океанических рифтов. Теми же особенностями состава характеризуются многие прибрежные субаэральные гидротермы активных океанических

окраин и по-ова Рейкьянес в Исландии, лежащего на продолжении океанского рифта — «береговые термы», по В. И. Кононову и Р. И. Ткаченко [10]. Прибрежные гидротермы островных дуг содержат на 3—4 порядка меньше CH_4 и H_2 , чем гидротермы рифтовых зон (см. табл. 2).

Из табл. 1 следует, что теми же тенденциями изменения многих характеристик по отношению к морской воде, как и гидротермы океанических рифтов и активных окраин, имеющие минерализацию около 35 г/кг, отличаются высокоминерализованные гидротермы, накапливающиеся во впадинах Красного моря.

Особняком среди исследованных окраинно-океанических субаквальных терм стоят гидротермы, формирующие сульфиды Fe в осадках лагуны Матупи-Харбор о-ва Новая Британия [31]. Эти гидротермы отличаются от всех других, охарактеризованных в табл. 1 гидротерм океана, сравнительно высоким содержанием сульфатнона, магния и ряда металлов — Fe, Mn, Zn, Cu, As — низкими показателями pH 3, 7, довольно высокой минерализацией (до 45 г/кг). Имеющиеся данные позволяют предположительно отнести эти гидротермы к своеобразной разновидности сероводородно-углекислых флюидов сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава со специфическими условиями формирования. Эти термы также не находят себе места в существующих классификациях.

Генезис рудообразующих гидротерм

Для понимания генезиса гидротерм современного океана необходимо прежде всего рассмотреть данные об условиях формирования некоторых типов хорошо изученных гидротерм суши.

К настоящему времени по комплексу изотопных и других данных надежно установлено, что все известные на суше гидротермы формируются на основе вод поверхностного происхождения, которые лишь иногда содержат относительно небольшую примесь ювенильных флюидов [2, 21]. Не исключается, однако, что эта примесь может оказывать значимое влияние на характеристики вод, определять их существенные свойства.

В областях современного вулканизма выделяются два основных типа вод. На fumarольных полях действующих вулканов широко распространены относительно слабо минерализованные слабокислые и кислые термы сульфатного, реже хлоридного анионного и разнообразного катионного состава, богатые сероводородом и двуокисью углерода. Гидротермы этого типа четко специализированы на полиметаллы; в качестве второстепенных компонентов характерны Cd, Ag [13]. С ним связано интенсивное преобразование вулкано-генно-осадочных толщ — опализация, алунизация, аргиллизация [16] и формирование серноколчеданных руд в вулканических озерах, например на вулкане Менделеева [4]. Исследователи в общем единодушны в признании определяющего влияния глубоких кислых вулканических эксгальций на состав этих гидротерм [15, 16 и др.].

Воды второго типа — также слабо минерализованные, обычно нейтральные или слабощелочные хлоридно-натриевого состава, иногда содержащие существенные количества сульфат- и гидрокарбонат-ионов [15]. В газовом составе преобладают азот и двуокись углерода. В отличие от вод первого типа эти гидротермы не связаны непосредственно с вулканической активностью и формированием вулканических построек. Они встречаются в областях разгрузки мощных гидротермальных систем, тяготеющих к зонам разломов и иногда расположенных на периферии вулканических структур. Характерна ассоциация рудных элементов As—Sb—Hg с существенной ролью Au, Ag [13], а также редкометальная ассоциация [6]. В оценке влияния магматогенных примесей на состав этих вод у специалистов нет единого мнения [2, 16].

Для приповерхностных частей крупных гидротермальных систем, где развиты гидротермы второго типа, характерно значительное усложнение состава вод. Одной из основных причин является дифференциация при кипении с последующей конденсацией паровой фазы. Этим объясняется, например, большое разнообразие типов вод, наблюдаемых в кальдере Узон. Принципиально важно, что кислые дифференциаты уже не имеют As—Sb—Hg-специализации, а несут рудную нагрузку, типичную для вод первого типа — Zn — Cu — Pb [16]. Второй причиной повышения кислотности дериватов перегретых хлоридных натриевых вод является их окисление в приповерхностных горизонтах. Комплекс рудных элементов в водах подобного генезиса также совпадает с комплексом, характерным для других кислых вод [32]. Таким образом, характер металlogenности кислых вод оказывается конвергентно сходным при различном генезисе кислотности. Это положение иллюстрируется для гидротерм Камчатки и Курильских островов обратной корреляционной связью pH с концентрацией цинка, выявленной С. И. Набоко [16].

При изучении гидротермальных систем районов современного вулканизма с высоким геотермическим градиентом исследователи столкнулись также с увеличением кислотности гидротерм на больших глубинах. Так, в гидротермах Бродлендс (Новая Зеландия) при значениях pH от 7,5 до 8,5 характерных для очагов разгрузки вод, в недрах pH составляет 6,1—6,3 [3]. Как показали специальные исследования поровых вод, пропилитовые изменения, характерные для недр гидротермальных систем мира, идут с участием кислых растворов. Соответственно As—Sb—Hg-минерализация сменяется в зонах глубинной пропилитизации на Pb — Zn [16]. Причиной систематического увеличения кислотности вод вниз по разрезу является в данном случае взаимодействие гидротерм с вмещающими породами: именно кислые растворы находятся в равновесии с породами при высоких температурах и давлениях [3].

Вторым после кислотности параметром вод, играющим важную роль в переносе Cu, Pb, Zn, является содержание хлор-иона, обычно связанное с общей минерализацией [21]. Существование статистической связи между содержаниями в гидротермах суши Cl⁻, с одной стороны, и суммы полиметаллов, с другой — показано в работе [22]. Соответственно рудной специализацией на эти металлы, а также Cd и Ag обладают, кроме разнообразных по генезису кислых вод областей активного вулканизма, слабокислые хлоридные натрий-кальциевые рассолы, известные на Челекене и в бассейне Солтон-Си на северном продолжении Калифорнийского залива [13]. Близкий состав и рудную нагрузку имеют углеводородные воды многих платформенных впадин и прогибов, залегающие под экраном солей и глин в глубоководнопогруженных частях этих структур в зоне замедленного водообмена [5] и обогащенные солями за счет взаимодействия с породами.

Таким образом, в субаэральных гидротермальных системах растворы нескольких различных генетических типов могут в силу высокой кислотности или солености нести минерализацию Cu, Zn, Pb.

Как видно в табл. 1, из всех изученных океанских гидротерм лишь термы Матупи-Харбор отличаются увеличением концентрации сульфат-иона по сравнению с морской водой. Это может быть следствием прямого влияния кислых вулканических вод. Различать среди них растворы, кислотность которых определяется непосредственно вулканическими газами, кислыми парами, возникшими при кипении субщелочных гидротерм и серной кислотой, образовавшейся за счет окисления H₂S в приповерхностных условиях, в конкретных случаях, видимо, трудно, особенно потому, что перечисленные случаи могут совмещаться в природе.

Под водами бухты Леванте в Тирренском море оказывается часть фумарольного поля вулкана Волкано, в пределах которой в при-

брежных осадках также формируются сульфиды Fe. Установленные над подводными источниками распределение и высокую кислотность (рН 2,5) морской воды, очевидно, можно считать следствием непосредственного влияния на состав гидротерм вулканических эманаций [33]. Аналогичную природу, возможно, имеют гидротермы некоторых подводных источников Эгейского моря, расположенных в сходной геологической ситуации [46].

Для большей части известных в океане гидротерм, включая все гидротермы океанских рифтов, ни геологические условия нахождения, ни состав не дают оснований для предположения о наличии примесей вулканических вод. Содержания сульфат-иона и Mg снижены в них по сравнению с морской водой почти до аналитического нуля. Сходными признаками характеризуются «береговые термы» [10]. Господствующая концепция формирования вод этого типа за счет высокотемпературного взаимодействия морской воды с породами в недрах гидротермальных систем без сколько-нибудь существенной примеси ювенильных компонентов базируется в первую очередь на многочисленных данных лабораторных исследований, обзор которых приведен М. Моттлом [42]. Эксперименты по взаимодействию морской воды с базальтами при условиях, воспроизводящих природные, однозначно показали, что понижение рН раствора, связанное в первую очередь с поглощением породой Mg, ведет к выщелачиванию ряда элементов (в том числе рудных) и формированию флюида, весьма близкого по составу к природным гидротермам. Тенденции изменения химического состава пород, взаимодействующих с растворами, близки к фиксируемому в океане [42]. Данные изучения теплового потока [38], прямые результаты режимных наблюдений в скважинах глубоководного бурения [53] и изотопные характеристики кислорода измененных океанских базальтов [30] свидетельствуют о реальности конвекции морской воды по трещинным зонам в океанической коре.

Изотопные данные по O и H самих гидротерм океанских рифтов (см. табл. 2), указывая на морскую воду как на основной компонент при формировании гидротерм, не исключают возможности существования в них небольшой примеси ювенильного флюида, не обнаруживаемого в силу ограниченной разрешающей способности изотопных методов. Количественные оценки доли этого флюида в гидротермах срединно-океанических хребтов, основанные на расчетах поступления воды из мантии, тепловом балансе процесса кристаллизации и охлаждения базальтов и на соотношениях H_2O/CO_2 в гидротермах и магматических газах, дают величину в сотые или десятые доли процента [7]. Приведенные в той же работе экспериментальные и натурные данные по металлоносности флюидов, отделяющихся от базальтовых расплавов, показывают, что для объяснения наблюдаемых содержаний халькофильных элементов в гидротермах ВТП за счет непосредственной поставки из очага этими флюидами их доля должна была бы составлять $n - n \cdot 10\%$. Таким образом, крайне низкое содержание воды в исходных базальтовых расплавах рифтовых зон океана принципиально исключает возможность существования в гидротермах этих зон существенных примесей магматических вод, которые могли бы приносить металлы в значимых количествах.

Хотя вопрос о происхождении гидротерм океанических рифтов и генезисе их металлоносности принципиально можно считать решенным, нуждаются в объяснении вариации состава, выявляемые при сравнении гидротерм различных районов и аномалии, иногда встречаемые в пределах одного района.

Так, в осевой части ВТП в районе $11-13^\circ$ с. ш. отклонения общей минерализации гидротермальных растворов от таковой морской воды достигают $\pm 40\%$ относительных [36]. На юге хр. Хуанде-Фука встре-

чены гидротермы с двукратно повышенной по отношению к морской воде минерализацией [23, 49]. Механизмы гидратации пород коры и фазовой сепарации гидротермальных флюидов [47], принимаемые в большинстве случаев для объяснения наблюдаемых отклонений минерализации гидротерм от «нормальной», не могут претендовать на универсальность. Так, различия в газовом составе гидротерм, связанные с колебаниями общей минерализации, неизбежные в случае фазовой сепарации, зафиксированы в районе 44° с. ш. на хр. Хуан-де-Фука [25], но не наблюдаются в районе 11—13° с. ш. ВТП [36]. Увеличение минерализации гидротерм до реально наблюдаемых величин за счет потерь воды при гидратации пород требует вовлечения во взаимодействие огромных объемов базальтов. Отношения реагирующих масс воды и породы должны быть порядка 0,1, что никак не согласуется с данными по отношениям «вода/порода», получаемым другими методами [44]. Обнаружение в осевых частях рифтовых океанических хребтов вторичных амфиболов, обогащенных Na и Sr [33], выдвигает на первый план гипотезу формирования распресненных гидротерм за счет связывания солей морской воды при ее взаимодействии с породой в условиях весьма высоких (более 500° С) температур [44]. Последующее разложение тех же минеральных фаз может вызвать повышение минерализации растворов. Однако экспериментально подобные процессы пока не изучались.

Вариации металлоносности гидротерм океанических рифтов в значительной степени определяются отложением части металлов ниже поверхности дна в штокерковых зонах. Особенно характерно резкое снижение металлоносности фильтрующихся через мощную осадочную толщу гидротерм впадины Гуаймас в Калифорнийском заливе по сравнению с растворами других рифтовых зон [51]. Рассчитанная на ЭВМ модель процесса рудоотложения внутри осадочной толщи впадины Гуаймас хорошо воспроизводит характеристики гидротерм, наблюдаемые на поверхности дна [24].

Более значительное участие эндогенных вод в гидротермальных процессах возможно в активных океанических окраинах, где за счет дегидратации субдуцируемых метаморфизованных пород океанической коры и осадков содержание воды в магмах островодужных зон возрастает до 2—4% [35]. Однако какие бы то ни было доказательства непосредственного привноса рудного вещества в этих зонах гидротермами глубинного происхождения пока отсутствуют. Известно, что колчеданные месторождения, сформированные субмаринными гидротермами в древних океанических окраинах, однотипны срединно-океаническим: для тех и других существуют общие закономерности связи вещественного состава руд с составом выщелачиваемого корового субстрата [18], что свидетельствует в пользу принципиального единства процессов их образования. Вместе с тем вполне вероятно, что понижение pH гидротерм под влиянием вулканических эманаций может способствовать увеличению выщелачивающей способности вод и тем самым оказывать значимое влияние на рудообразование в островодужных зонах. Наличие в гидротермах о-ва Ушишир «легких» по изотопному составу O и H (см. табл. 2) доказывает возможность влияния атмосферных вод на формирование прибрежных гидротерм.

Наиболее специфичны среди океанических рудообразующих гидротерм рассолы впадин Красного моря, традиционно сопоставляемые с натрий-кальциевыми хлоридными рассолами Челекена и Солтон-Си на суше [13]. Очевидна связь высокой минерализации вод, по изотопному составу идентичных нормальным Красноморским [12, 20], с растворением ими эвапоритов. Первоначально считалось, что этот процесс идет на путях циркуляции морской воды в толще пород, однако в последнее время обоснована точка зрения о растворении солей гидро-

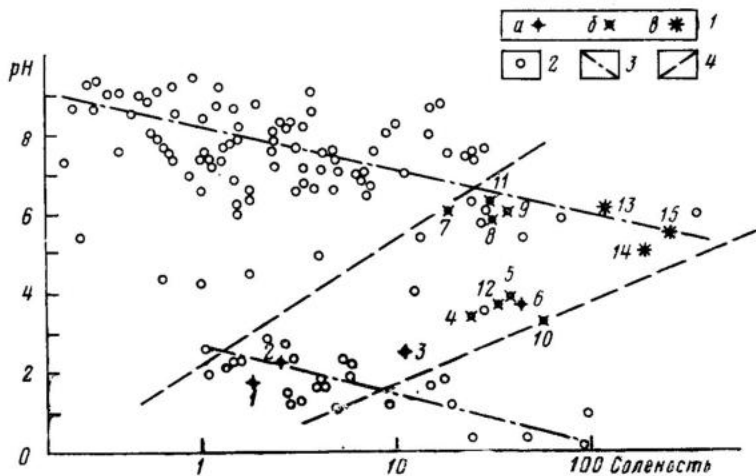


Рис. 2. Зависимость между общей минерализацией и рН для гидротерм различных типов, по [11], с добавлениями. 1 — воды отдельных гидротермальных систем, формирующие сульфидную минерализацию Fe, Cu, Zn; а — кислые сульфатно-хлоридные воды аппаратов действующих вулканов и кислые дифференциаты сложного состава других вод вулканических областей, б — слабокислые и кислые хлоридные натриевые воды океанических и береговых гидротермальных систем (измененные морские воды), в — слабокислые хлоридные натрий-кальциевые рассолы областей развития эвапоритовых отложений; 2 — то же, не формирующие сульфидной минерализации; 3 — линии корреляционной зависимости между минерализацией и рН для кислых и щелочных-слабокислых гидротерм; 4 — границы области вероятного образования сульфидов Fe, Cu, Zn. Гидротермы (цифры на графике): 1 — вулкан Менделеева; 2 — кальдеры Узон; 3 — о-в Волкано; 4 — Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), 21° с. ш.; 5 — ВТП, 13° с. ш.; 6 — залив Матупи-Харбор; 7 — п-ова Пунта-Банда; 8 — впадины Гуаймас; 9 — о-ва Санторин; 10 — хр. Хуан-де-Фука, 44° с. ш.; 11 — хр. Хуан-де-Фука, 46° с. ш.; 12 — Срединно-Атлантического хребта, 23° с. ш.; 13 — п-ова Челекен; 14 — впадины Атлантик—II; 15 — впадины Солтон-Си

термами, первоначально сходными по составу с гидротермами океанических рифтовых зон, происходящем уже после выхода их на поверхность в бортах рифтовых впадин, где обнажаются эвапориты [12]. Такой трактовке соответствует обнаружение в красноморских впадинах, кроме наиболее типичного для них стратиформного сульфидного оруденения, массивных сульфидных рудных тел, маркирующих точки выхода гидротерм на поверхность дна и сходных с рудами океанических рифтов [43]. Следовательно, формирование первоначальной рудной нагрузки гидротерм Красного моря может быть не связано с их высокой минерализацией, которая однако, способствуя накоплению и устойчивой стратификации горячих вод во впадинах, является причиной формирования специфических стратиформных рудных скопленений.

Из всего сказанного выше следует, что формирование минерализации полиметаллов в океане может быть связано с гидротермами различного происхождения, имеющими, однако, некоторые общие свойства. На рис. 2 показана зависимость между рН и соленостью для различных гидротерм суши и океана. Как видно на графике гидротермы, формирующие сульфидную минерализацию Fe, Cu, Zn, Pb, образуют по солености и кислотности единый ряд — от кислых вулканических вод до слабокислых высокоминерализованных рассолов. Крайние члены этого ряда соответствуют типам гидротерм, с которыми связано образование сульфидов железа и полиметаллов в гидротермальных системах суши и реже прибрежных частях океана. Промежуточное по кислотности и минерализации положение занимают рудообразующие гидротермы океанических рифтов, с которыми связаны все открытые к настоящему времени современные проявления массивных суль-

фидных руд. Такие характеристики растворов, как рН и общая минерализация (концентрация Cl^-) в значительной степени определяют их возможности в отношении выщелачивания и переноса рудных компонентов.

Выводы

1. Наиболее распространенные в океане гидротермы представляют собой сероводородно-углекислые флюиды хлоридного натриевого состава, близкие к морской воде по содержаниям большинства макрокомпонентов. Высокотемпературные (до 350—400° С) разновидности терм этого типа, формирующие сульфидные руды в океанических, межконтинентальных и тыловодужных рифтах, почти нацело лишены магния и сульфат-иона и резко обогащены рудными элементами. В прибрежных субмаринных и субаэральных источниках в областях активных океанических окраин и в Исландии опробованы смеси этих терм с холодной морской водой. Рассолы впадин Красного моря образованы на основе гидротерм того же типа за счет растворения ими солей на поверхности дна.

В островодужных областях вблизи активных вулканов в некоторых прибрежных субмаринных источниках встречаются сульфидообразующие гидротермы другого типа — сероводородно-углекислые сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава.

2. Океанские гидротермы хлоридного натриевого состава формируются в результате высокотемпературного взаимодействия морской воды с породами дна при конвекции по трещинным зонам в океанической коре. Небольшая примесь магматических флюидов, присутствующая в гидротермах океанских рифтов, не оказывает значимого влияния на солевой состав и металлоносность гидротерм. Гидротермы того же типа, формирующиеся в окраинно-океанических областях, где магмы более водонасыщены, могут содержать более значительную, хотя и трудно оцениваемую долю магматической воды.

Гидротермы сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава островодужных областей формируются под прямым влиянием вулканических эксгалаций.

3. Вместе с гидротермами суши, образующими полиметаллическую сульфидную минерализацию, рудообразующие гидротермы океана могут быть объединены независимо от их генезиса в общий ряд с закономерно изменяющимися кислотностью и соленостью. Названные характеристики растворов, определяющие их возможности в отношении выщелачивания и переноса рудных компонентов, играют ведущую роль в формировании гидротермально-осадочных сульфидных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г. П., Краснов С. Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26—39.
2. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 172 с.
3. Вейсберг Б. Д., Браун П. Р. Л., Сьюард Т. М. Рудные элементы в активных геотермальных системах//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 578—609.
4. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования//Под ред. Г. М. Власова. М.: Недра, 1971. 360 с.
5. Гавриленко Г. М., Бондаренко В. И., Гусева В. И. и др. Исследования на вулкане Ушишир (Курильские острова) в августе 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1986. № 1. С. 3—12.
6. Голева Г. А., Торикова М. В., Алексинская Л. Н. и др. Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов. М.: Недра, 1981. 264 с.
7. Гричук Д. В., Краснов С. Г. Об источниках рудообразующих элементов в гидротермах дна океана//Литоология и полезн. ископ. 1989. № 1. С. 105—113.

8. *Гричук Д. В., Борисов М. В., Мельникова Г. Л.* Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценка эволюции раствора//Геология рудн. месторождений. 1985. № 4. С. 3—23.
9. *Кононов В. И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
10. *Кононов В. И., Ткаченко Р. И.* Береговые термы и особенности их формирования// Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 38—46.
11. *Краснов С. Г.* Типы рудообразующих гидротерм в современном океане//Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 924—928.
12. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1983. 392 с.
13. *Лебедев Л. М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 262 с.
14. *Мальцева В. И.* Химический и изотопный состав вод о-ва Янкияча//Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 4 С. 616—622.
15. *Мархинин Е. К., Стратула Д. С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
16. *Набоко С. И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 200 с.
17. *Пампура В. Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 152 с.
18. *Попов В. Е., Краснов С. Г., Айнемер А. И. и др.* Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги//Записки ВМО. 1985. Т. 114. Вып. 4. С. 410—427.
19. *Селиверстов Н. И., Баранов Б. В., Егоров Ю. О. и др.* Новые данные о строении южной части Командорской котловины по результатам 26-го рейса НИС «Вулканолог»//Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 3—20.
20. Современное гидротермальное рудоотложение//Ред. Э. Дегенс, Д. Росс. М.: Мир, 1974. 280 с.
21. *Эллис А. Дж.* Исследованные геотермальные системы//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497—534.
22. *Andrews A. J., Fyfe W. S.* Metamorphism and massive sulfide generation in oceanic crust//Geoscience Canad. 1976. V. 3. № 2. P. 84—94.
23. *Bischoff J., Rosenbauer R. J.* The critical point and two-phase boundary of seawater, 200—500° C//Earth Planetary. Sci. Letters. 1984. V. 68. P. 172—180.
24. *Bowers T. S., Von Damm K. L., Edmond J. M.* Chemical evolution of mid-ocean ridge hot springs//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2230—2252.
25. *Butterfield D. A., McDuff R. E., Lilley M. D. et al.* Chemistry of hydrothermal fluids from the Ashes vent field: evidence for phase separation//Trans. Amer. Geophys. Union. 1988. № 69. V. 44. P. 1468.
26. *Campbell A. C., Edmond J. M., Colander D. et al.* Chemistry of hydrothermal fluids from the Mariana Trough back arc basin in comparison to mid-ocean ridge fluids//Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. V. 68. № 44. P. 1531.
27. *GASM Research Group.* Hydrothermal vents on an axis seamount of the Juan de Fuca Ridge//Nature. 1985. V. 313. № 5999. P. 212—214.
28. *Edmond J. M., Campbell A. C., Palmer M. R. et al.* Preliminary report on the chemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge//Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 67. № 44. P. 1021.
29. *Edmond J. M., Measures C., McDuff R. E. et al.* Ridge crest hydrothermal activity and balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data//Earth. Planetary. Letters. 1979. V. 46. P. 1—18.
30. *Elthon D.* Metamorphism in oceanic spreading centers//The oceanic lithosphere. N. J. et al., J. Wiley & Sons. 1981. P. 285—303.
31. *Ferguson J., Lambert J. B.* Volcanic exhalations and metal enrichments at Matupi Harbor, New Britain, T. P. N. G.//Econ. Geology. 1972. V. 67. № 1. P. 25—38.
32. *Henley R. W., Ellis A. J.* Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review//Earth Science Reviews. 1983. V. 19. № 1. P. 1—50.
33. *Honnorez J., Honnorez-Guerstein B., Valette J. et al.* Present day formation of an exhalative sulfide deposit at Vulcano (Tyrrhenian Sea) Part 2. Active crystallization of fumarolic sulfides in the volcanic sediments of the Baia di Levante//Ores in sediments. Berlin; Heidelberg, N. J.: Springer — Verlag, 1976. P. 139—166.
34. *Honnorez J., Mével C., Montigny R.* Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema Fracture Zone, equatorial Mid-Atlantic Ridge//J. Geoph. Res. 1984. V. B89. № 13. P. 11379—11400.
35. *Ito E., Harris D. M., Anderson A. T.* Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and seawater//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. № 9. P. 1613—1624.
36. *Kim K.-R., Welhan J. A., Craig H.* The hydrothermal vent fields at 13° N and 11° N on the East Pacific Rise//Trans. Amer. Geophys. Union. 1984. V. 65. № 45. P. 973.
37. *Leinen M., McDuff R., Delaney J. e. a.* Off — axis hydrothermal activity in the Mariana Mounde Fiels//Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. V. 68. № 44. P. 1531.
38. *Lister C. R. B.* On the thermal balance of a mid-ocean ridge//Geophys. J. Royal Astron. Soc. 1972. V. 26. P. 515—535.

39. Malahoff A. Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Gorda/Juan de Fuca ridge systems and of submarine volcanoes//Bull. Biol. Soc. Wash. 1985. № 30. P. 19—41.
40. Merlivat L., Pineau F., Javou M. Hydrothermal vents waters at 13° N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration//Earth and Planetary. Sci. Letters. 1987. № 84. P. 100—108.
41. Michard G., Albarede F., Michard A. et al. Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site//Earth Planetary. Sci. Letters. 1984. V. 67. P. 297—307.
42. Mottl M. J. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid—ocean ridges//Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. № 2. P. 161—180.
43. Puchelt H., Kramar U. Aussagen von Spurenelementgehalten und S-Isotopen frischer und alterierter mariner Massivsulfide//Fortschritte der Mineralogie. 1985. V. 63. № 1. P. 192.
44. Scott S. D. Seafloor polymetallic sulfides: scientific curiosities or mines of the future//Marine Minerals. P. G. Teleki e. a., Eds. D. Reidel Publ. Comp. 1987. P. 277—300.
45. Tunnicliffe V., Botros M., de Burght M. E. et al. Hydrothermal vents of Explorer Ridge, Northeast Pacific//Deep-Sea Res. 1986. V. 33. № 3. P. 401—412.
46. Valette-Silver J. N. Influence of hydrothermal emissions on environment in Santorini and Milos Islanda (Cyclades, Greece)//Trans. Amer. Geophys. Union. 1984. V. 65. № 7. P. 57.
47. Vanko D. A. High-chlorine amphiboles from oceanic rocks: product of highly-saline hydrothermal fluids?//Amer. Mineralogist. 1986. V. 71. № 1—2. P. 51—59.
48. Vidal V., Vidal F., Isaac J. et al. Coastal submarine hydrothermal activity off Hortehern Baja California//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B4. P. 1757—1774.
49. Von Damm K. L., Bischoff J. L. Chemistry of hydrothermal solutions from the Southern Juan de Ridge//J. Geophys. Research. 1987. V. 92. № B11. P. 11334—11346.
50. Von Damm K. L., Edmond J. M., Grant B., Measures C. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N East Pacific Rise//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2197—2220.
51. Von Damm K. L., Edmond J. M., Measurea C. L. et al. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California//Geochim. et cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2221—2237.
52. Welhan J. A., Craig H. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21° N on the East Pacific Rise//Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. N. Y.: Plenum Press, 1983. P. 391—409.
53. Williams C. F., Narasimhan T. N., Anderson R. N. et al. Conception in the oceanic crust: simulation of observations from DSDP Hole 504 B Costa Rica Rift//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B5. P. 4877.

ВНИИ Океанология
 Министерства геологии СССР,
 ПГО «Севморгеология»

Поступила в редакцию
 18.III.1989 г.

УДК 551.215.6 : 551.42 : 551.465 265.3

© 1990 г.

П. В. ТОРОХОВ, Л. В. ЧЕРТКОВА

**ВОДНЫЕ МАССЫ КАЛЬДЕРЫ ЛЬВИНАЯ ПАСТЬ
И ИХ ГАЗОГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

На протяжении нескольких лет на разных судах был собран материал по динамике и газогидрохимическим параметрам водных масс кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп, Курильские острова). Формирование последних определяется поступлением подповерхностных охотоморских вод через высокий подводный порог и отличается нарушением прямого водообмена «море — кальдера». На распределение газогидрохимических характеристик вод кальдеры влияют динамика вод (вертикальная циркуляция, наличие мощного слоя с нулевой устойчивостью, циклоническая циркуляция), предполагаемые подводные разгрузки, растворимость газов, активные микробиологические процессы.

В работе представлены графики и таблицы распределения $T^{\circ}\text{C}$, $\text{S}\%$, pH , NO_2 , CO_2 , H_2 , Eh , CH_4 , P , Si , O_2 , N_2 , содержание микроэлементов во взвеси и их соотношения.

WATERS OF THE L'VINAYA PAST' CALDERA AND THEIR GAS-HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS, by Torokhov P. V. and Chertkova L. V. During the past several years the data have been collected on the dynamics and gas-hydrochemical parameters of waters of the L'vinaya Past' caldera (Iturup island, Kuriles). These waters form as a result of supply of the Okhotsk sea subsurface waters through high submarine threshold and are notable for disturbance of direct «sea — caldera» water exchange. Gas-hydrochemical characteristics of the waters in the caldera are influenced by the dynamics of waters (vertical circulation, presence of large layer with zero stability, cyclonic circulation), assumed submarine recharges, solubility of gases, and active microbiological processes.

The paper contains graphs and tables on distribution of $T^{\circ}\text{C}$, $\text{S}\%$, pH , NO_2 , CO_2 , H_2 , Eh , CH_4 , P , Si , O_2 , N_2 as well as contents of microelements in suspension and their ratios.

(Received May 6, 1989)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Затопленные морскими водами кальдеры и кратеры являются уникальными объектами со своими, часто неповторимыми геохимическими, седиментационными и гидрологическими режимами. В предлагаемой работе авторы делают попытку отобразить, по возможности полно, особенности морских вод одной из кальдер Курильских островов — Львиной Пасты.

Кальдера Львиная Пасть расположена на южной оконечности о-ва Итуруп и представляет собой котловину, глубина которой в центральной ее части достигает 550 м, площадь — 7×9 км. Кальдера имеет сообщение с водами Охотского моря через пролив шириной 5 км и глубиной 50—60 м (рис. 1). Возраст кальдеры, определенный радиоуглеродным методом, составляет 9400 лет [14].

Материалы, используемые авторами, получены в 15-м (IX. 1982), 17-м (VIII. 1983), 29-м (10. IX. 1987), 31-м (7. IX. 1988) рейсах НИС «Вулканолог» и 4-м рейсе (26. VI. 1988) НИС «Игорь Максимов» Сахалинского УГМС.

В рейсах НИС «Вулканолог» пробы отбирались полиэтиленовыми батометрами, температура воды измерялась с помощью опрокидывающихся термометров. На НИС «Игорь Максимов» измерение гидрофизи-

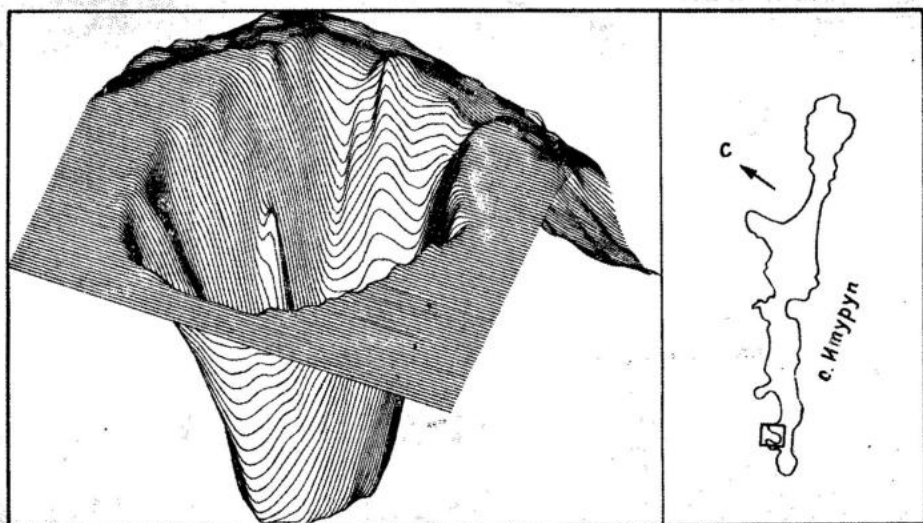


Рис. 1. Аксонометрическая проекция кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп), построенная по данным, полученным в рейсах НИС «Вулканолог»

ческих характеристик и отбор проб производились комплексом Гидрозонд.

Определения концентрации биогенов велись на фотоколориметре КФК-2: растворенного фосфора — методом Морфи и Райли, растворенного кремния — методом Динерта и Вандебуйке, нитратов — с помощью реактива Гриса-Илосвая [18, 22]. Растворенный кислород определялся методом Винклера [16, 19]. Значения рН и Eh измерялись потенциометрически. Соленость воды определялась по электропроводности на солемере ГМ-65. В пяти пробах, отобранных НИС «Вулканолог» в 1988 г., в лаборатории ПГО «Камчатгеология» был выполнен анализ основного солевого состава по методикам, применяемым в геологии для анализа природных вод.

Непрерывный и дискретный анализ атмосферных и растворенных газов проводился на борту НИС «Вулканолог» по методике, разработанной в Институте вулканологии ДВО АН СССР [2, 24] на морских автоматических газогидрохимических станциях МАГГС Прогноз.

Динамика водных масс кальдеры

Прежде чем приступить к анализу полученных материалов, необходимо определить, какие водные массы играют ведущую роль в гидрологии Львиной Пасти и прилегающих районов Охотского моря. По имеющимся опубликованным данным [19] известно, что для района характерна постоянная смена водных масс, обусловленная взаимодействием течений Соя и Ойясио с охотоморскими водами. Такое взаимодействие может приводить к изменениям поверхностной температуры в районе кальдеры осенью на 3—4° С [23]. В весенне-летний период главную роль в районе исследований играют охотоморские водные массы.

На рис. 2 представлены T , S -кривые и кривые вертикального распределения температуры, солености и условной плотности, полученные 10.IX.1987, 26.VI.1988 и 7.IX.1988 гг. для Львиной Пасти и прилегающего района моря и позволяющие проследить изменение характеристик в разное время года. По кривым вертикального распределения температуры и солености в прилегающем районе моря (рис. 2а) видно, что съемкой

10.IX.1987 г. отчетливо выделен слой (0—50 м) с более солеными теплыми водами. Этот слой, устойчивый только при определенной температуре воды, является трансформированной водной массой теплого Соя и хорошо выделяется на ИК-снимках спутника *NOAA-5* от 3 и 23.IX.1987 г.

Пространственное расположение таких вод было определено при движении НИС «Вулканолог» курсом 140° , при подходе к кальдере. На расстоянии более 10 миль от кальдеры были встречены поверхностные охотоморские воды с температурой $13,5\text{--}14,0^\circ\text{C}$ и соленостью $32,60\text{--}32,65\text{‰}$. В 10 милях от кальдеры наблюдалось увеличение температуры и солености до $16,5^\circ\text{C}$ и $33,60\text{‰}$ соответственно. В миле от подводного гребня наблюдалось резкое падение температуры до 10°C и солености до $33,48\text{‰}$. По классификации К. Н. Федорова [26], первую фронтальную зону можно отнести к климатической фронтальной зоне локального взаимодействия, вторую — к топографической фрикционной взаимодействию.

На рис. 3 температурный профиль совмещен с эхолотным разрезом, они выполнены синхронно при пересечении подводного гребня. Можно видеть, как два звукорассеивающих слоя заглубляются в сторону гребня: верхний с 30 до 100 м и нижний — со 100 до 180 м. Также хорошо видно, что раздел между водами кальдеры и охотоморскими имеет, как и область поверхностной температуры, сложную пилообразную конфигурацию. Видимо, это вызвано повышенной турбулентностью и малыми вертикальными градиентами гидрофизических характеристик. Воды, формирующиеся на этом разделе, могут поступать в кальдеру, о чем можно судить по гомогенному слою (0—90 м) на ст. 42 (см. рис. 2, а).

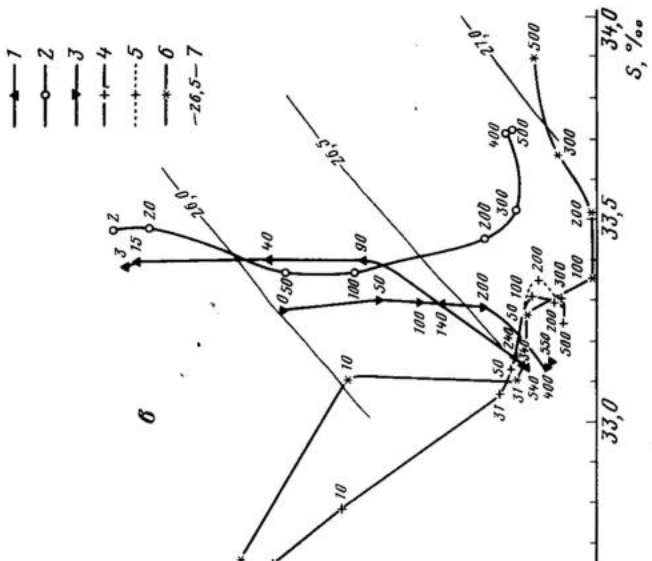
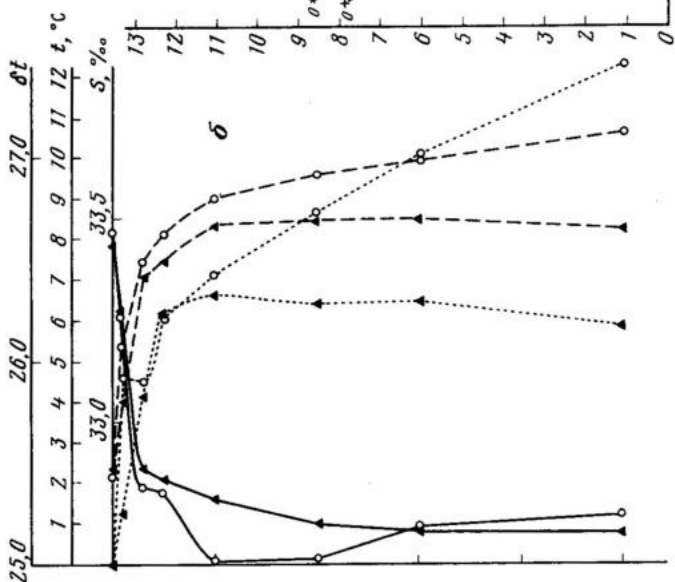
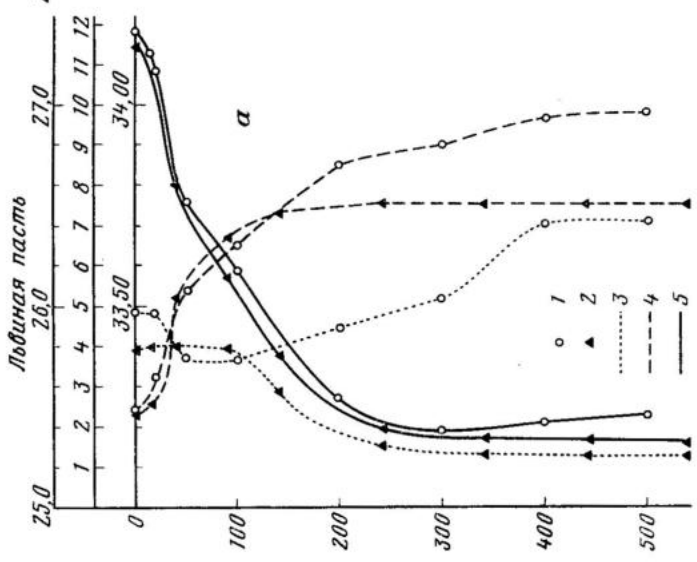
Следует оговориться, что звукорассеивающие слои не являются прямым отражением гидрофизических характеристик, так как плотностные скачки не формируют ЗРС [3]. Чаще всего они показывают зоны локальных концентраций планктона.

Весной картина должна меняться, так как в результате таяния льдов в Охотском море в районе кальдеры появляются поверхностные охотоморские воды, имеющие устойчивую стратификацию по солености, которую в летний период усиливает увеличение температуры (см. рис. 2; рис. 4). Рассмотрим стратификацию вод бухты, ее гидрофизические особенности и динамику.

Циркуляция вод в кальдере определяется наличием северо-восточного течения, направленного вдоль охотоморского склона о-ва Итуруп со скоростями $10\text{--}30\text{ см/с}$. Такой поток, создавая нагон у берега, должен формировать в кальдере циклоническую циркуляцию [12]. Также известно, что эпюра скоростей течений в районах Курильских островов имеет максимум скорости на глубине $50\text{--}100\text{ м}$, уменьшаясь к поверхности [6].

Учитывая перечисленные факторы, следует ожидать в кальдере циклоническую циркуляцию, а изопикнические поверхности в слое $30\text{--}40\text{ м}$ должны изменить прогиб на противоположный [20]. Такая картина действительно наблюдается на рис. 4, а. Обсудив динамику вод в кальдере, необходимо проанализировать ее влияние на T, S -характеристики в различные сезоны года. Как будет показано ниже, придонные воды в кальдере до $70\text{--}80\%$ насыщены кислородом, что указывает на постоянно существующий механизм их обновления.

Рассмотрим этот механизм для каждого сезона отдельно, зная, что по мере отступления в октябре трансформированных вод теплого течения их место занимают поверхностные охотоморские воды с соленостью $32,5\text{--}33,0\text{‰}$ [19]. Чтобы воды с такой соленостью опустились в результате охлаждения до дна, где плотность вод достигает $26,50\text{--}26,55$ (см. рис. 2), им необходимо охладиться до температуры $0\text{--}1^\circ\text{C}$. Причем для значений солености $32,5\text{‰}$, прежде чем будет достигнута необходимая плотность, начнется процесс образования льда, который в конечном итоге увеличит соленость вод. По-видимому, полное перемешивание вод каль-



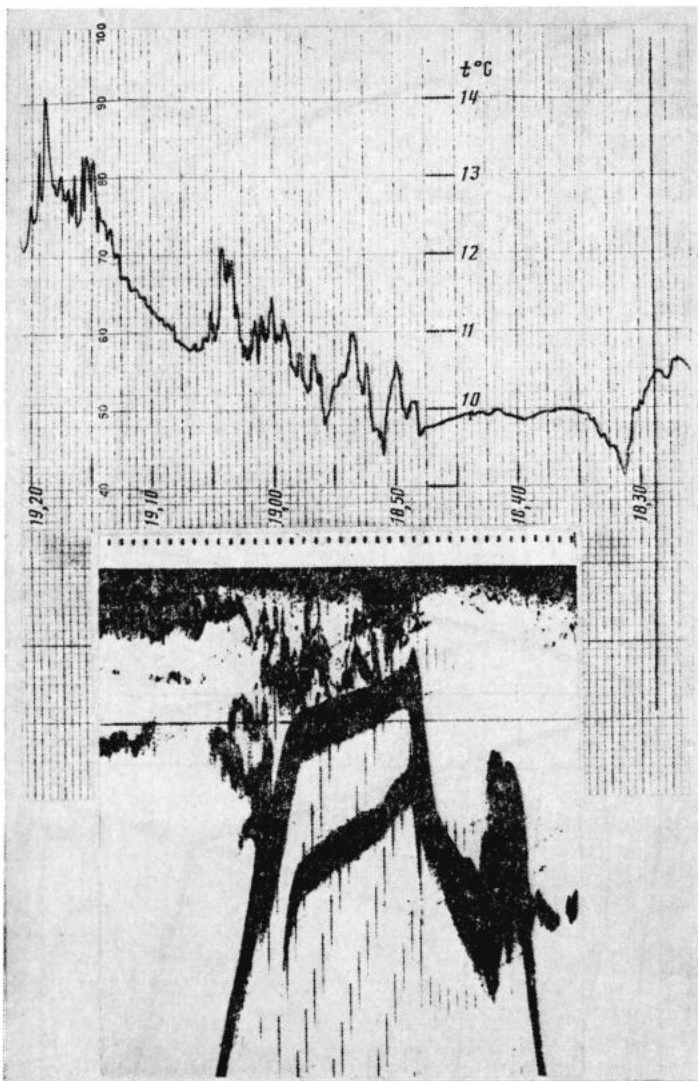


Рис. 3. Совмещенный эхолотный и температурный (поверхностная вода) разрезы, выполненные синхронно при пересечении подводного гребня (см. прямую АБ на рис. 7, а). Рабочая частота эхолота 200 кГц. Горизонтальная черта соответствует глубине 100 м

деры происходит в декабре—январе и продолжается до окончания образования льда, которое характерно для Львиной Пасты.

В весеннее время и в начале лета начинает действовать другой механизм обновления вод. Он связан с существованием в Охотском море под-

Рис. 2. Вертикальное распределение температуры и солёности в кальдере Львиная Пасть и за ее пределами: а — станции выполнены 10.IX.1987 г.: 1 — фоновая станция на входе в бухту (см. ст. 37 на рис. 6); 2 — станция внутри кальдеры Львиная Пасть (см. ст. 42 на рис. 7); 3 — вертикальное распределение солёности (‰); 4 — вертикальное распределение условной плотности; 5 — вертикальное распределение температуры (°C); б — станции выполнены 26.VI.1988 г.: 1 — фоновая станция (см. ст. 2008 на рис. 7); 2 — станция внутри кальдеры (см. ст. 2011 на рис. 7); условные обозначения см. на рис. 2, а; в — T, S -кривые, построенные по данным, полученным в разное время года: 1 — ст. 37 (10.IX.1987 г.), 2 — ст. 32 (10.IX.1987 г.); 3 — ст. 23 (07.IX.1988 г.), 4 — ст. 2009; 5 — ст. 2012; 6 — ст. 2008 (26.VI.1988 г.), 7 — изопикны

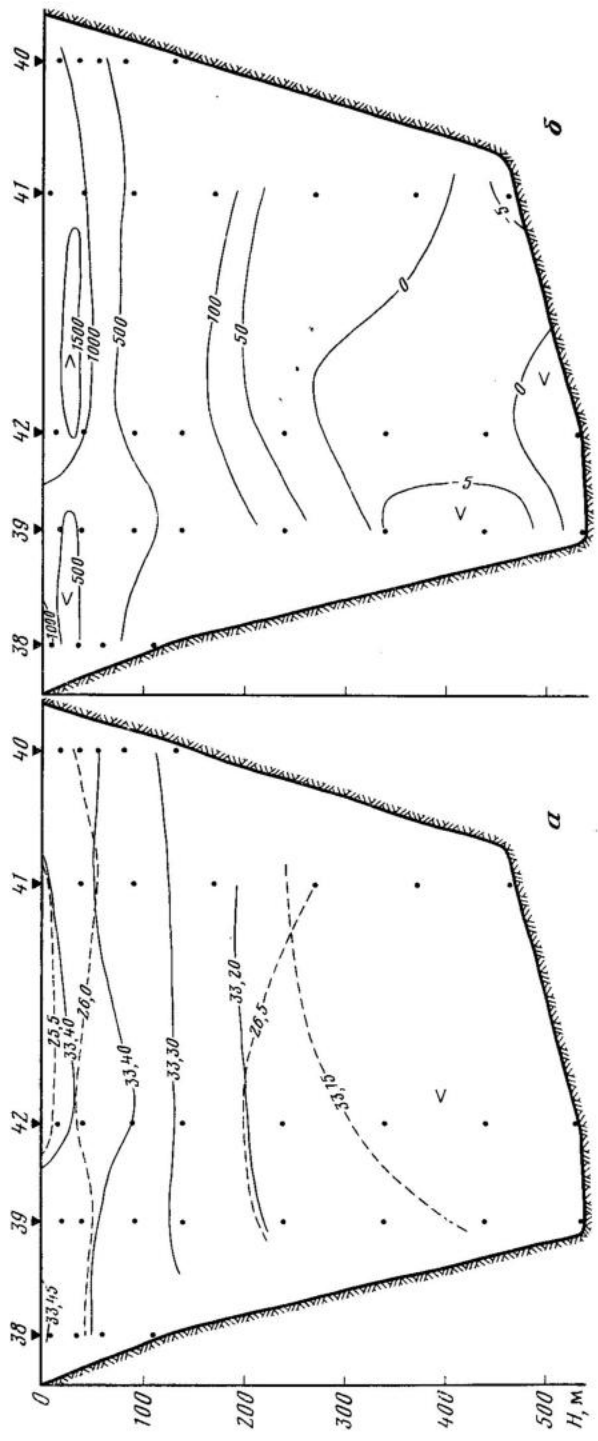


Рис. 4, а, б

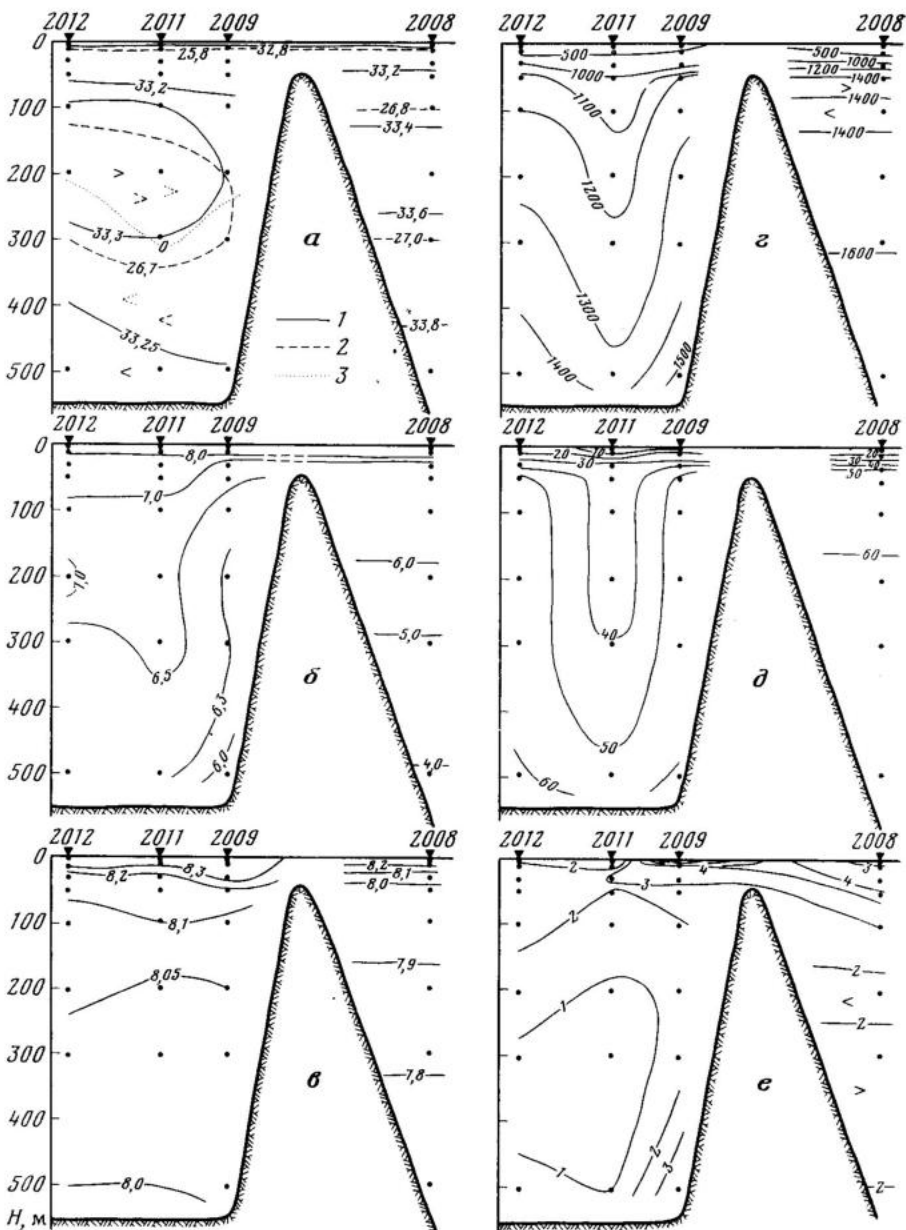


Рис. 5. Распределение гидрологических характеристик химических элементов в кальдере Л'вynая Паст' на разрезе, выполненном 26.VI.1988 г.: а: 1 — соленость S ‰, 2 — условная плотность σ_t , 3 — устойчивость ($E \cdot 10^8$); б — кислород O_2 , мл/л; в — pH; г — растворенный кремний Si, мкг/л; д — растворенные фосфаты PO_4 , мкг/л; ж — растворенные нитриты NO_2 , мкг/л

поверхностного слоя минимальных температур, воды которого, как более соленые и плотные, создают в кальдере вертикальную конвекцию, смешиваясь с водами, сформированными раньше (см. рис. 2, в; рис. 5). При этом, как хорошо видно на разрезе (рис. 6), за счет существования циклонической циркуляции в центре бухты образуется ядро более плотных и соленых вод.

В осенний период трансформирование воды теплого течения приводит к неустойчивости вод в кальдере. В результате натекания более теплых и соленых вод на воды кальдеры образуется отрицательный градиент

солености (см. рис. 2, а), и возникает двойная диффузия, при этом «солевые пальцы» должны формировать в кальдере тонкую ступенчатую структуру [25]. На кривой (см. рис. 2, а) таким слоем, видимо, является слой 100—250 м.

Как и на разрезе, сделанном в июне, в центре бухты наблюдалось ядро более соленых и плотных вод (см. рис. 5).

Борта кальдеры имеют наклон 20—30° (см. рис. 1), поэтому в результате зимнего охлаждения и обмена солями воды в прибрежной части будут быстрее достигать плотности, достаточной для их опускания [25]. Стеkanie вод, связанное с поступлением более соленых вод в Львиную Пасть, в первую очередь в западную часть, видимо, и вызывает наклон изохалин в районе 38-й и 39-й станций и существование относительно неустойчивых вод в этом районе (см. рис. 4). Говоря об устойчивости вод кальдеры, следует выделить слои 300—500 м с нулевыми ее значениями, которые наблюдались во время выполнения трех съемок (см. рис. 4—6). Определяющим фактором наличия этого слоя является, видимо, постоянная смена водных масс (механизм, которой описан выше), приводящая к формированию неустойчивости вод. Первоисточником этих процессов является зимняя конвекция.

Гидрохимические характеристики вод кальдеры

На гидрохимическом разрезе, выполненном в июне 1988 г. (см. рис. 5), хорошо видно, что распределение гидрохимических характеристик в этот период определяется погружением более плотных вод ядра в центре кальдеры. Погружающиеся подповерхностные воды обедняют придонные воды растворенными кремнием и фосфором (см. рис. 5, г, д) и насыщают их кислородом (см. рис. 5, б), в результате чего придонные воды имеют рН 8,0 (см. рис. 5, в). Следует ожидать, что на периферии кальдеры происходит подъем придонных вод, хорошими трассерами которого также являются гидрохимические характеристики.

На рис. 6 представлен разрез, выполненный в сентябре 1988 г.; две станции его расположены перпендикулярно к западному берегу (рис. 7, а). По распределению гидрохимических характеристик можно предположить, что у западного берега существует погружение подповерхностных вод по склону кальдеры. Его можно объяснить существованием упомянутого выше потока плавучести, возникшего в результате обмена солями на границе раздела у наклонной стенки.

Наблюдаются значительные отклонения в распределении гидрохимических характеристик на 22-й станции в слое 100—200 м (см. рис. 6), понижение значений рН, Eh, Si, NO₂ и увеличение содержания фосфора. Такие изменения не могут формироваться динамическими процессами. P и Si являясь биогенными элементами, всегда имеют тенденцию или к уменьшению концентрации при извлечении их организмами, или к увеличению — при окислении органического вещества.

В нашем случае наблюдаются разнонаправленные тенденции изменения концентраций P и Si по сравнению с фоном. Помимо этого, рН и Eh имеют значения, не характерные для данных горизонтов в кальдере (7, 74 и 379 мВ соответственно). Изложенные факты позволяют предположить возможность поступления со дна кальдеры вод с отличными физико-химическими характеристиками. Уменьшение концентрации Si в районе 22-й станции свидетельствует либо о разбавлении водами с меньшими его концентрациями, либо об его удалении из воды. Первое объяснение мало вероятно, так как для подземных и иловых вод характерны концентрации Si, несколько раз большие, чем для морских вод [32, 33].

Удаление некоторого количества кремнезема из недонасыщенного раствора возможно путем привноса иона алюминия, который образует ком-

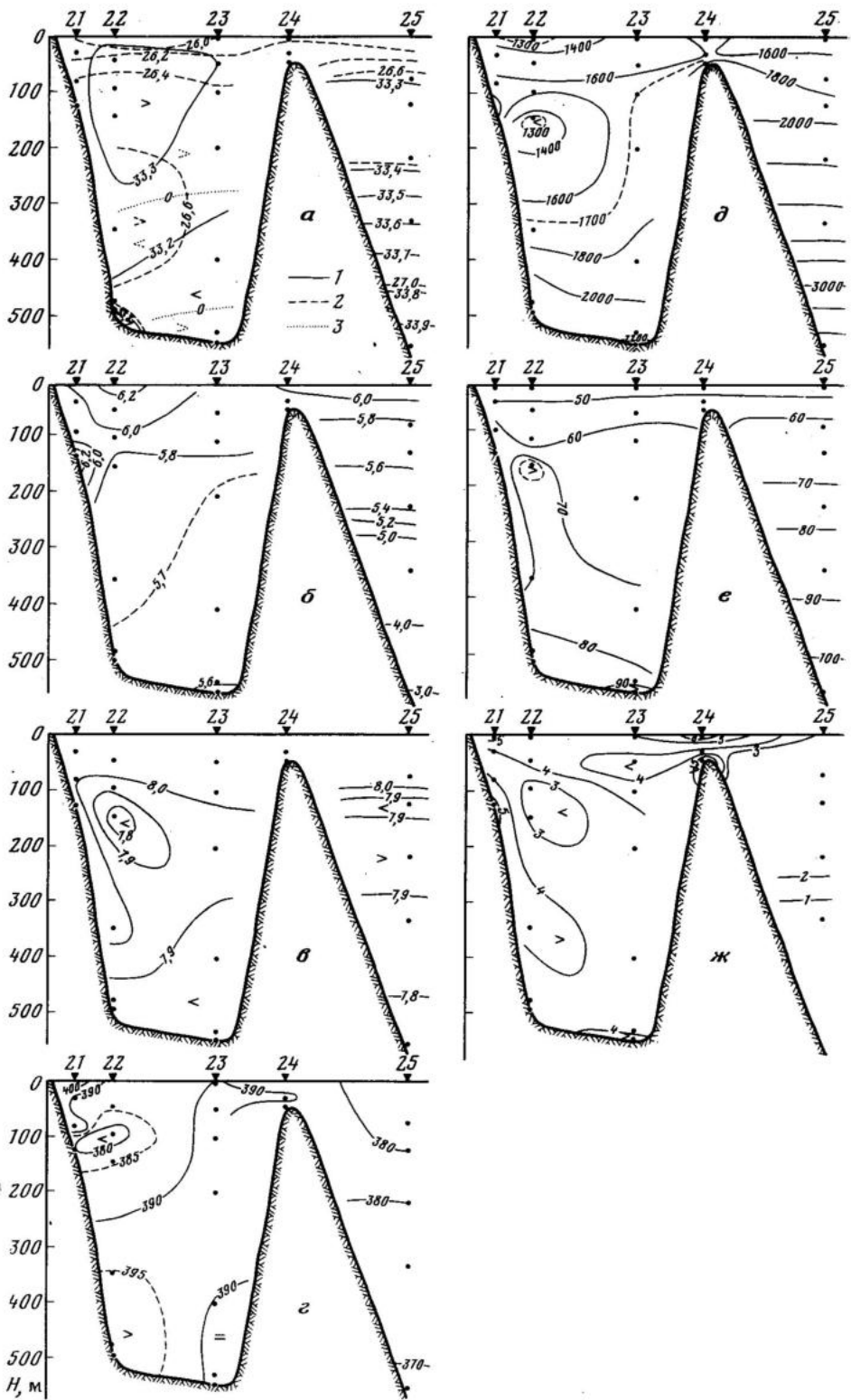


Рис. 6. Распределение гидрологических и гидрохимических характеристик в кальдере Львиная Пасть на разрезе, выполненном 07.IX.1988 г.: а) 1 — соленость S ‰, 2 — условная плотность σ_t ; 3 — устойчивость водных масс $E \cdot 10^{-8}$; б — растворенный кис-

Результаты анализа морских вод (мг/л), отобранных в кальдере Лъвиная
Пасть, и элемент-хлорных отношений

Элементы и их отноше- ния	Номер станции				
	22 (20) *	22 (1)	23 (1)	24 (1)	25 (50)
Na	10 000	10 000	10 000	10 250	10 250
K	388	388	388	388	400
Ca	379	374	374	379	379
Mg	1 261	1 282	1 270	1 279	1 290
Cl	18 410	18 478	18 615	18 821	18 889
SO ₄	2 620	2 615	2 600	2 610	2 662
F **	0,63	0,59	0,66	0,66	0,66
B	4,7	5,3	4,8	4,8	3,8
Na/Cl	0,5432	0,5412	0,5372	0,5446	0,5426
K/Cl	0,0211	0,0201	0,0201	0,0206	0,0212
Ca/Cl	0,0206	0,0202	0,0201	0,0201	0,0201
Mg/Cl	0,0685	0,0694	0,0682	0,0680	0,0683
SO ₄ /Cl	0,1423	0,1415	0,1307	0,1387	0,1409
F/Cl·10 ⁻⁵	3,42	3,19	3,54	3,51	3,49
B/Cl·10 ⁻⁵	25,5	28,7	25,8	25,5	20,1

* В скобках указано расстояние от дна, м; ** измерялся только свободный фтор.

плексы с Si и при адсорбции Si взвешенными частицами [16]. Поэтому следует отметить, что значение pH 7,74, наблюдаемое в аномальной пробе, является оптимальным для осаждения молекулярно-диспергированного кермнезема ионом алюминия [16]. Падение концентрации кремния в морских водах при их смешении с кислыми водами гидротерм ранее наблюдалось при впадении р. Юрьевой у о-ва Парамушир [12] и в бух. Кратерной (о-в Ушишир) [7, 8].

Положительная аномалия в концентрации нитритов в районе подводного гребня свидетельствует о поступлении аммиака, который быстро окисляется до нитритов. Возможны два пути его поступления. Один из них — биогенный, в результате разложения органического вещества. В районе гребня существует повышенная турбулентность, поэтому здесь следует ожидать увеличения количества органики в водах в результате интенсификации обмена вещества и поверхностных вод, и богатых биогенами глубинных. О степени продуктивности в районе пролива можно косвенно судить по высоким значениям растворенного кислорода (127% насыщения) и pH 8,32. Второй путь привноса аммиака в морские воды над гребнем — поступление с глубинными газами по кольцевому разлому, что, как будет показано ниже, также вероятно.

Наблюдаемые средние концентрации растворенного кислорода в придонных слоях благодаря их постоянному обновлению всегда были выше 70% насыщения, а значения pH и Eh составляли 7,81 и 398 мВ (см. рис. 5, 6). На сопоставимых глубинах за пределами кальдеры pH и Eh имели значения 7,76 и 370 мВ соответственно (см. рис. 5, 6). Максимальный разброс значений Eh и pH наблюдался у бортов кальдеры.

Анализ придонных вод, отобранных в 31-м рейсе НИС «Вулканолог», на элементы основного солевого состава, на фтор и бор показал, что существуют отклонения в наблюдаемых концентрациях по сравнению с пробами, отобранными за пределами кальдеры (табл. 1).

лород O₂ мг/л; в — pH; г — Eh (мВ) приведено к водородному электроду; д — растворенный кремний Si, мг/л; е — растворенные фосфаты PO₄, мг/л; ж — нитриты NO₂, мг/л

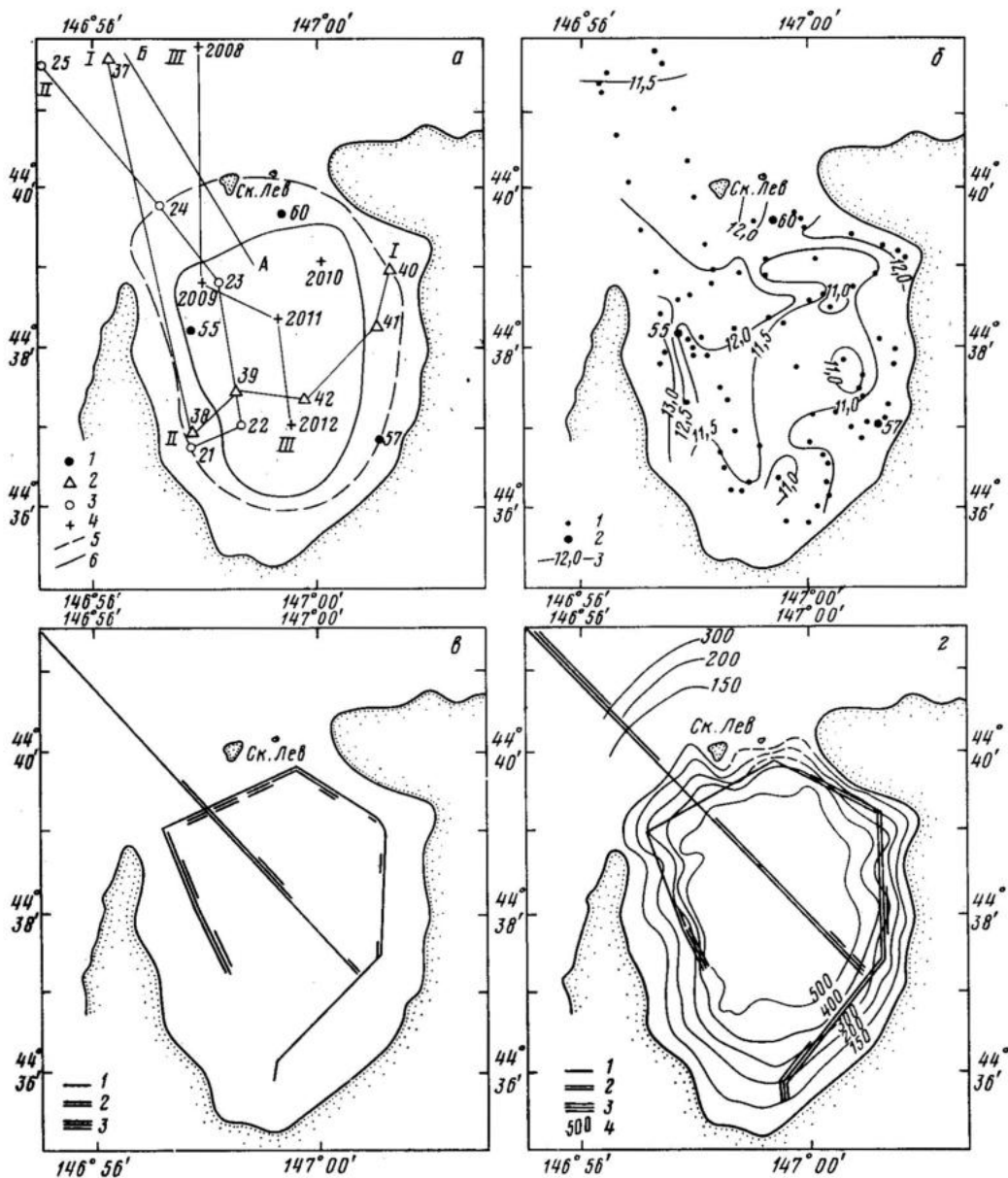


Рис. 7. Характеристики вод кальдеры Львиная Пасть. а — схема точек опробования водной толщи (газогидрологические станции): 1 — 1982 г., IX (15-й рейс НИС «Вулканолог»); 2 — 1987 г., IX (25-й рейс НИС «Вулканолог»), 3 — 1988 г., VIII (32-й рейс НИС «Вулканолог»); 4 — 1988 г., VI (4-й рейс НИС «Игорь Максимов»); 5 — внешняя кольцевая система разломов; 6 — внутренняя кольцевая система разломов; б — карта фактических результатов газовой съемки по растворенному $\text{CH}_4 \cdot 10^{-4}$ об. % в поверхностных водах Львиной Пасты (1982 г., IX). 1 — точки промеров содержаний растворенного CH_4 при газовой съемке; 2 — станции дискретного отбора проб воды с помощью батометров; 3 — изогазы CH_4 ($n \cdot 10^{-4}$ об. %); в — карта непрерывного газохимического профилирования по $\text{CH}_4 \cdot 10^{-4}$ об. % в приповерхностной воде, 1983 г., VIII (17-й рейс НИС «Вулканолог»); концентрации CH_4 ($n \cdot 10^{-4}$ об. %); з — карта температурного профилирования приповерхностной воды (4,5 м от зеркала воды, $T^\circ \text{C}$): 1 — $>6,0$; 2 — (5,0–6,0); 3 — $<5,0$

На основной солевой состав вод бухты могут влиять грунтовые, иловые и гидротермальные воды. Рассмотрим эти факторы отдельно.

Основным источником грунтовых вод в кальдере являются метеорные воды. Грубый расчет (принимая площадь всей кальдеры 31 км² и среднегодовую норму осадков 1000 мм [12]) попадающих в кальдеру метеорных вод дает 0,031 км³ воды или 0,003 часть объема (10,25 км³) Львиной Пасты. Учитывая затраты на испарение и малую площадь водозабора на суше, можно сказать, что грунтовые воды не могут играть значительной роли в изменении в кальдере солевого состава. Влияние метеорных вод, видимо, сказывается только на солености поверхностных вод, распресняя их на 0,02‰ (по данным поверхностной съемки в сентябре 1987 г.).

Состав иловых вод зависит от состава осадков и их мощности. К настоящему времени известно (данные В. И. Бондаренко), что мощность осадков, накопившихся после образования кальдеры, составляет 90—200 м, что соответствует скоростям осадконакопления 10—20 м в течение 1000 лет. Такие скорости осадконакопления аномальны для района Курильских островов, где их средняя величина составляет около 20 мм за 1000 лет [11]. Видимо, скорость осадконакопления в кальдере менялась со временем, и основная часть осадков была накоплена в первые тысячелетия за счет сноса пирокластического материала.

Гранулометрически осадки изменяются от илов в центральной части кальдеры до песков у ее берегов. Концентрация $C_{орг}$ изменяется от 0,85% в центре до 0,28% [11]. В центральной части кальдеры осадки малопроницаемы для поровых вод, поэтому они будут стремиться, при уплотнении ила, мигрировать по наклонным песчаным пластам к краю бассейна [17], где выход в придонную воду облегчен наличием кольцевых разломов у борта кальдеры.

По данным НСП (по В. И. Бондаренко), в западной части кальдеры обнаружен экстрезивный купол, приуроченный к внутренней системе кольцевых разломов. Агломератовая мантия купола также может способствовать дренированию иловых вод. К этим же местам могут быть приурочены и выходы термальных вод. Таким образом, физико-химические процессы взаимодействия придонных и иловых вод, происходящие в центре кальдеры и у ее бортов, будут иметь некоторые различия. В частности, это нашло отражение в величине рН и Eh поверхностного слоя осадков. По неопубликованным данным С. М. Фазлулина, на глубинах 270, 400 и 560 м в кальдере Львиная Пасть рН верхнего слоя осадков составлял 7,57, 7,66 и 7,76 и Eh +175 мВ, +36 мВ и —145 мВ¹ соответственно. Кроме того, в центральной части кальдеры в осадках неоднократно наблюдался отчетливый запах сероводорода [11], появившийся, вероятно, в результате сульфатредукции.

Перечисленные факторы позволяют предположить возможность формирования придонных вод в пределах кальдеры с различным солевым составом. При этом в центре кальдеры изменение состава будет в основном зависеть от иловых вод верхнего слоя осадков, а у ее бортов, вероятно, от глубинных иловых вод.

В придонной воде, взятой в центре кальдеры на глубине 550 м (ст. 23), наблюдаются изменения в значении отношений: повышение F/Cl и понижение K/Cl. Повышение первого можно объяснить миграцией фтора из иловых поверхностных осадков, где его содержание, как и во всех глинистых осадках Мирового океана, выше, чем в придонных водах [32, 33]. Уменьшение концентрации калия, вероятно, связано с ионным обменом в системе «вода — глинистые минералы». Иловые воды кальдеры должны с глубиной существенно изменить свой состав как в результате диагенеза, так и в силу исторических факторов. В момент образования кальдеры 9400 тыс. лет назад уровень Охотского моря был

¹ Данные приведены относительно хлорсеребряного электрода.

на 40—50 м ниже современного [14], что, несомненно, отражалось на солевом балансе вод бухты. Поэтому можно ожидать уменьшения содержания иона Cl в нижних горизонтах осадков, как, например, в Черном море [32, 33].

На формирование иловых вод повлияла и геотермальная деятельность, которая после образования кальдеры должна была быть значительной. О процессах в придонных и иловых водах у борта кальдеры можно судить по анализам проб с 22-й станции. Хотя место отбора придонной пробы на 22-й станции (см. рис. 7, а) нельзя считать оптимальным, но с точки зрения наибольшей приближенности к месту предполагаемой разгрузки глубинных иловых вод видно, что отклонение здесь иного характера.

На ст. 22 отмечено повышение Mg/Cl и SO_4/Cl -отношений. Причиной повышения концентрации бора могут быть как гидротермальная деятельность, так и иловые воды осадков, обогащенных органикой или вулканическим пеплом [33]. Повышение сульфатиона, возможно, вызвано диффузией сероводорода при последующем его окислении [32, 33]. Просачивание сероводорода, видимо, происходит вместе с метаном и CO_2 .

Кроме гидрохимических разрезов в различные сезоны в 29-м рейсе НИС «Вулканолог» был проведен отбор взвеси. Вода (5—6 л) фильтровалась через нитроцеллюлозные ультрафильтры с диаметром пор 0,4 мкм. Анализ концентрата проводился на атомно-адсорбционном спектрометре PYE UNICAM. Перед разложением фильтры просматривались под бинокляром, на фильтрах были отмечены минеральные частицы с размером до 0,1 мм и зоопланктон (копеподы). Последний отмечен на 37-й (100 м) и 41-й станциях (470 м) (два и три рачка соответственно). Результаты химанализа обобщены в табл. 2.

В настоящее время известно, что в местах разгрузки подводных гидротерм наблюдается повышение концентрации Fe , Mn , Cu , Zn и др. элементов во взвеси вследствие перехода их из растворенной формы [5]. При этом последними из раствора во взвесь переходят железо и марганец. Кроме того, наблюдается уменьшение Fe/Mn -модуля взвеси. Оба этих явления наблюдаются в химическом составе взвеси вод кальдеры по сравнению с охотоморскими (см. табл. 2). Наименьшее значение Fe/Mn -модуля и наибольшие концентрации Mn отмечены во взвеси придонного горизонта ст. 39, расположенной наиболее близко к месту предполагаемой гидротермальной разгрузки. Значительные различия в концентрациях микроэлементов и их отношений вызваны, видимо, динамическими факторами и различиями в скорости их перехода из растворенной формы во взвешенную.

Действительно, если построить разрезы через 39—42—41 станции, то по многим элементам (см. табл. 2) картина изолиний будет сходной с рис. 5, г, б, д, что подтверждает стационарность процесса погружения вод в центре кальдеры. Особенно показательно в этом отношении распределение взвешенного железа. Его концентрации меняют тенденцию к возрастанию у дна на ст. 39 на противоположную на ст. 42. При этом общее содержание увеличивается в несколько раз. По-видимому, железо, поступая в придонную воду, начинает выпадать во взвесь, которая в силу динамических факторов выносится в верхние горизонты. Попадая в центральную часть бухты, она оседает и, возможно, частично выносится за ее пределы. Одним из доказательств вышесказанного может являться концентрация лития во взвеси и его отношение к железу. Наблюдается хорошо выраженная тенденция возрастания концентрации лития от придонного горизонта на ст. 39 к верхнему — на ст. 42. Увеличение концентрации лития вызвано, видимо, адсорбированием его на выпавшем из раствора железе. К моменту, когда взвесь достигает центра кальдеры, процесс адсорбирования лития заканчивается, о чем можно судить по неизменности Fe/Li -модуля на ст. 42.

Таблица 2

Концентрация металлов во взвеси кальдеры Львиная Пасть, мкг/л

Номер станции	H, м	Концентрация взвеси, мг/л	Fe	Mn	Cu	Zn	Li	Fe/Mn	Mn/Cu	Zn/Cu	Fe/Li	Me/m, %
37	100	2,51	6,92	0,17	0,68	1,19	0,005	40,7	0,25	1,75	1384	0,36
	300	1,95	8,52	0,09	0,52	0,52	0,024	94,7	0,17	1,0	355	0,59
	500	2,06	21,94	0,98	0,58	0,39	0,102	22,4	1,69	0,67	215	1,26
39	140	1,57	5,78	0,18	0,71	0,54	0,032	32,1	0,25	0,76	180	0,56
	340	2,75	6,53	0,52	0,52	0,69	0,010	12,6	1,0	1,33	653	0,40
	540	2,34	10,83	2,64	0,35	0,35	0,005	4,1	7,54	1,0	2166	0,60
42	140	1,90	53,43	2,51	0,54	0,72	0,320	21,3	4,65	1,33	167	3,03
	340	2,04	27,32	1,13	0,97	0,64	0,164	24,2	1,16	0,66	167	1,48
	540	2,04	15,31	1,52	0,57	1,90	0,099	10,1	2,67	3,33	157	0,95
41	90	1,32	34,08	1,07	0,54	0,54	1,159	31,8	1,98	1,0	214	2,76
	270	2,28	7,30	0,52	0,52	0,34	0,016	14,0	1,0	0,65	456	0,38
	470	3,43	32,41	2,24	0,52	0,34	0,183	14,5	4,30	0,65	177	1,04
Над подводным порогом	0	7,07	88,24	1,37	0,58	1,95	0,292	64,4	2,36	3,36	302	1,30

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО АН СССР, аналитик С. В. Сергеева.

Растворенные газы кальдеры

В сентябре 1982 г. в кальдере Львиная Пасть была проведена непрерывная газовая съемка по CH_4 , растворенному в приповерхностной воде. По ходу судна закачивалась вода с горизонта 4,5 м, считая от уровня моря. Вода поступала в морскую автоматическую ст. «Прогноз», разработанную во Всесоюзном морском научно-производственном объединении по разведке нефти и газа «Союзморгео» (г. Краснодар). Для извлечения газа, растворенного в воде, в станции предусмотрен дегазатор непрерывного действия [9], откуда воздухом газ вытесняется в аналитическую часть для хроматографического анализа CH_4 . Описание станции дано в литературе [2].

Результаты первого газогидрохимического профилирования в кальдере Львиная Пасть показали, что максимальные содержания CH_4 в приповерхностных водах приурочены к западной части внешней и внутренней систем кольцевых разломов кальдеры (см. рис. 7, б), выделенных методом НСП. Область повышенных содержаний метана охватывала также северо-западную часть кальдеры, северо-восточную часть полигона, расположенную также над участком внешнего кольцевого разлома, и западный вход кальдеры (упомянутый выше гребень).

Дискретный анализ водной толщи на растворенные газы в сентябре 1982 г. проводился на борту судна на серийном хроматографе Газохром 3101 (неуглеводородные газы) и на ст. «Прогноз» (углеводородные газы). Из-за ограниченного времени работ в кальдере удалось сделать только три станции. Но и эти прикидочные станции показали неоднородность распределения растворенных газов в водной толще кальдеры (табл. 3). Станция 55 отличается от других повышенными содержаниями H_2 , CH_4 , CO_2 , H_2 и CH_4 — в горизонтах 20—100 м и CO_2 — в придонном слое. Судя по тому, что поступление газов со дна проявилось более ощутимо в содержании CO_2 и H_2 , можно было предположить, что в районе ст. 55 возможно поступление глубинных, возможно, термальных вод, обогащенных CO_2 — (превышение над фоном в 3 раза) и H_2 (превышение над фоном в 2,5 раза). Косвенным подтверждением того, что в районе ст.

Растворенные газы водной толщи кальдеры Львиная Пасть (1982 г., сентябрь, 15-й рейс НИС «Вулканолог»), мл/л

Газ	Номер станции	Глубина отбора, м									
		0	20	50	100	200	300	350	400	500	
H ₂ · 10 ⁻⁴	55	3,62	2,09	4,24	7,40	1,48	3,72	—	—	—	
	57	1,16	1,73	1,82	2,96	2,57	—	—	—	—	
	60	1,34	1,72	3,59	4,22	1,46	—	1,21	—	—	
	37*	1,20	1,30	1,32	1,75	1,60	1,50	—	—	1,87	
CH ₄ · 10 ⁻⁴	55	1,22	1,47	1,22	0,67	0,95	0,95	—	—	—	
	57	Н/о	0,95	1,07	1,20	1,10	—	—	—	—	
	60	0,82	0,95	1,23	0,95	0,68	—	1,10	—	—	
	37	0,91	0,97	0,91	1,14	1,26	1,03	—	1,15	1,14	
CO ₂	55	0,130	0,151	0,238	0,411	0,562	0,628	—	—	—	
	57	0,043	0,195	0,086	0,426	0,650	—	—	—	—	
	60	0,022	0,079	0,302	0,259	0,173	—	0,260	—	—	
	37	0,113	0,135	0,134	0,185	0,177	0,199	—	0,214	0,241	
CH ₄ /H ₂	55	0,337	0,703	0,288	0,091	0,641	0,255	—	—	—	
	57	—	0,549	0,588	0,405	0,428	—	—	—	—	
	60	0,612	0,552	0,343	0,225	0,466	—	0,909	—	—	
	37	0,758	0,746	0,690	0,657	0,788	0,687	—	—	0,610	
CO ₂ /CH ₄	55	1,067	1027	1950	6134	5916	6610	—	—	—	
	57	—	2053	804	3550	5909	—	—	—	—	
	60	268	832	2455	2726	2544	—	2364	—	—	
	37	1242	1392	1473	1623	1405	1932	—	1861	2114	

* Станция выполнена за пределами кальдеры и принята за фон.

55 над кольцевой системой разломов возможен выход гидротермального раствора, могут служить самые низкие соотношения CH₄/H₂ и самые высокие — CO₂/CH₄ (см. табл. 3). Такой анализ подводных гидротермальных газов проводился на примере Парамуширского газового источника (изученного детально с помощью погруженного обитаемого аппарата Пайсис [24]), и Ушиширской гидротермальной системы [8]. Эти исследования показали, что для подводных углекислых (типа ушиширских) и метановых (типа парамуширских) терм характерны значения: CH₄/H₂(K₁) ≤ 10⁻⁴; CO₂/CH₄ > 10 (K₃); N₂/Ar ≤ 83,6 (K₂).

В августе 1983 г. в кальдере Львиная Пасть были проведены одновременно температурная и газовая приповерхностные съемки (см. рис. 7, в, г), которые подтвердили сказанное выше предположение о том, что в приповерхностном слое вод кальдеры как по температуре, так и по растворенному CH₄ поле неоднородно. Однородности не обнаружено и над системами кольцевых разломов что свидетельствует о неравномерности их «дыхания» на разных участках. В районе ст. 55 вновь обнаружено повышение CH₄, там же зафиксировано и повышение температуры приповерхностной воды.

В разные месяцы (августе и сентябре) с интервалом, равным одному году, обнаружено поступление вод с повышенным содержанием CO₂, H₂ и CH₄, поэтому можно предположить, что это поступление является достаточно стабильным и мощным.

Если считать, что гидротермы поступают со дна, где возможно присутствие пузырьков газов, то должно происходить фракционирование: более легкие газы могут проскакивать в верхние горизонты и аккумулироваться под пикноклином, в то время как CO₂ в силу высокой растворимости максимально растворяется в придонных горизонтах, что подтвердилось как в сентябре 1982 г. (см. табл. 3), так и в сентябре 1987 г.

Зная, что направление течения в кальдере имеет циклонический характер, интересно было проследить вертикальное распределение растворенных газов вниз по течению; поэтому профиль вертикального зондирования в 1987 г. был выбран южнее ст. 55 (см. рис. 4 и 7, а). В районе ст. 38 и 39 было обнаружено поступление воды, обогащенной по сравнению с фоном (ст. 37, табл. 3) метаном — в 2,5 раза, углекислым газом — в 1,5 раза (см. рис. 4, в, г). В центре бухты (см. рис. 4, г) водная толща характеризуется меньшими содержаниями CH_4 , но аналогичными CO_2 (по сравнению со ст. 38—39).

Обращает на себя внимание то, что максимальные содержания газов обнаружены на самых разных горизонтах: например, CH_4 — на 340 м (ст. 39), 440 и 540 м (ст. 42). Причины неравномерного распределения газов в водной толще кальдеры могут быть разные: 1) подпитка со дна вод, обогащенных газами; 2) привнос вод, обогащенных газами, из зоны предполагаемой разгрузки; 3) скачок H_2 — CH_4 в слое термоклина может быть вызван микробиологическими процессами. Термоклин выступает в роли «отражателя — накопителя» снизу газов и питательных веществ, что способствует вторичному образованию газов. Такой эффект освещен в литературе на примере исследований газов в водах Черного, Охотского морей и Тихого океана [24, 27, 28, 34].

На основании соотношений $\text{N}_2/\text{Ar}(\text{K}_2)$ и $\text{CO}_2/\text{CH}_4(\text{K}_3)$ в водной толще профиля можно предположить, что на газовый режим вод кальдеры значительное влияние оказывает общая динамика водных масс. Понижение K_2 от ст. 38 к ст. 42 наблюдается от горизонта 20 м к горизонту 150 м и далее, вплоть до придонного горизонта, K_3 при этом повышается, за исключением придонного слоя ст. 42, где отношения K_3 понижены. Несмотря на то что ст. 41 и 40 находятся в северо-восточной части зоны кольцевого разлома, в сентябре 1987 г. повышенных содержаний таких газов, как CH_4 и CO_2 в их водах обнаружено не было, следовательно, поступление глубинных вод в них не проявляется и соответственно соотношения K_2 и K_3 на этих станциях равномерны.

Выводы

1. Водные массы кальдеры Львиная Пасть формируются в результате поступления подповерхностных охотоморских вод. Подводный порог, расположенный у входа в бухту, нарушает прямой водообмен между водами Охотского моря и кальдеры.

2. Существование вертикальной циркуляции вод кальдеры в осенне-зимний период формирует инверсионное распределение солености в водной толще.

3. Распределение гидрохимических характеристик в водной толще кальдеры обуславливается наличием мощного слоя с нулевой устойчивостью и циклонической циркуляцией.

4. По газогидрохимическим исследованиям вод кальдеры и содержания металлов во взвеси в районе экстрезивного купола предполагается существование подводной разгрузки вод с аномальными характеристиками.

5. На пространственное распределение газовых характеристик вод кальдеры помимо динамических факторов оказывает влияние растворимость газов, активность микробиологических процессов и предполагаемых подводных разгрузок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г. П., Гавриленко Г. М., Черткова Л. В. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о-ва Парамушир (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66—81.
2. Авдейко Г. П., Черткова Л. В., Гусева В. И. Непрерывное гидрогазопрофилирова-

- ние вулканической зоны шельфа Вьетнама (к методике поиска подводных вулканов)//Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 30—39.
3. Акустика океана/Под ред. акад. Л. М. Бреховских. М.: Наука, 1974. 695 с.
 4. Акэно Т. Геохимические исследования с использованием отношения CH_4/H_2 на геотермальном месторождении Такиноуз, префектура Иватэ//Тинэцу. 1978. № 2. С. 75.
 5. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с.
 6. Власов Н. А., Ластовецкий Е. И. Типизация и анализ вертикальной структуры приливного потока северной части Тихого океана//Тр. ДВНИИ. 1984. Вып. III. С. 21.
 7. Гавриленко Г. М., Бондаренко В. И., Гусева В. И. и др. Исследования на вулкане Ушишир (Курильские острова) в августе 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1986. № 8. С. 3—12.
 8. Гавриленко Г. М., Черткова Л. В., Таран Ю. А. Гидротермальная система вулкана Ушишир//Биология моря. 1989. № 3.
 9. Григоренко Ю. М. Дегазатор контурный: А. с. 807193 СССР//Б. И. 1981.
 10. Григоренко Ю. М., Гречищев В. А., Решетникова О. М. Некоторые пути повышения эффективности прямых поисков залежей нефти и газа методом непрерывной гидрогазосъемки//М.: ВНИИГазпром, 1980. С. 19—23.
 11. Донные осадки южной части Охотского моря. М.: Наука, 1979. 145 с.
 12. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 212 с.
 13. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М.: Гидрометеиздат, 1947. 430 с.
 14. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
 15. Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования//Геохимия литогенеза. М.: Иностран. лит., 1963. 460 с.
 16. Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.
 17. Лидер М. Р. Седиментология. М.: Мир, 1986. 440 с.
 18. Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978. 269 с.
 19. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 65 с.
 20. Нейман Г. Н. Океанские течения. М.: Гидрометеиздат, 1973. 257 с.
 21. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 460 с.
 22. Руководство по методам химического анализа морских вод. М.: Гидрометеиздат, 1977. 208 с.
 23. Старицын Д. К., Фукс В. Р. Синоптическая изменчивость фронтальных зон и разделов в системе вод Ойясио//Вестн. ЛГУ. 1986. № 4. С. 71—81.
 24. Стунжас П. А., Черткова Л. В. Геохимия газов Парамуширского подводного источника//Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 36—50.
 25. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. М.: Мир, 1977. 400 с.
 26. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 295 с.
 27. Черткова Л. В. Пространственная изменчивость газогидрохимической структуры вод Черного моря//Тез. докл. на симп. «Пространственно-временные структуры...». Таллинн, 1981. С. 71—73.
 28. Черткова Л. В., Билшенко А. А. Растворенные газы подводных термальных источников на полигонах ХДФ и Гуаймас//Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987.
 29. Черткова Л. В., Гусева В. И. Роль подводных термальных выходов в формировании газогидрохимического состава морских вод Курильской островной дуги//Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1229—1233.
 30. Черткова Л. В., Троянов С. Т. Равновесный метод определения растворенных газов//Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 115—119.
 31. Черткова Л. В., Авдейко Г. П., Гусева В. И. Способ выявления подводных вулканов и гидротерм.: А. с. 1242887 СССР//Б. И. 1986.
 32. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.
 33. Шишкина О. В. Иловые воды//Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 253—290.
 34. Atkinson L. P., Richards F. A. The occurrence and distribution of methane in the marine environment//Deep-Sea Res. 1967. V. 14. № 6. P. 68—72.
 35. Kaplan J. R. Natural gases in marine sediments. N. Y., 1974. 324 p.
 36. Key R. M. Dissolved gases in seawater and sediments//Rev. Geophys. 1987. V. 25. № 6. P. 1387—1389.
 37. Lyon G. L., Giggenbach W. F., Singleton R. J., Gasby G. P. Isotopic and chemical composition of submarine geothermal gases from the Bay of Plenty. New Zealand//Geochemistry. 1977. № 4. P. 65—67.

Институт вулканологии
Дальневосточного отделения
Академии наук СССР,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
9.IX.89

УДК 551.234(571.66)

© 1990 г.

Ф. Ш. КУТЫЕВ

К ЭНЕРГЕТИКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (энерговоды)

В статье рассматривается термооптический способ передачи энергии по латерали и вертикали. На основании общеизвестных физических законов предлагается механизм перераспределения энергии в глубинных геологических процессах (фазовых переходах, плавлении горных пород, землетрясениях и др.) и извержениях вулканов. Обосновывается энергосфера Земли на глубинах 100—300 км, где перераспределение энергии осуществляется по принципу «световодов».

ENERGETICS OF GEOLOGIC PROCESSES (ENERGY GUIDES), by Kut'yev F. Sh. The author discusses the thermo-optical way of energy transfer in horizontal and vertical planes. Based on commonly-known physical laws a mechanism of energy redistribution in deep geologic processes (phase transitions, melting of rocks, earthquakes, etc.) and in volcanic eruptions is proposed. The energy sphere of the Earth is substantiated at depths of 100—300 km where energy redistribution occurs as in a «light guide».

(Received February 2, 1989)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Peropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Постановка проблемы

Изучение глубинных ксенолитов мантийного и нижнекорового генезиса позволило исследователям выдвинуть предположение о псевдостратифицированном строении глубинных уровней литосферы [4, 8, 9, 11]. Наблюдаемые термобарофильные реакции, минеральные ассоциации и термодинамические расчеты свидетельствуют о достаточно высоких температурах, достигающих 1200—1600°С в интервале глубин от 70 до 250 км. Температуры находятся в соответствии с геотермическими градиентами океанов и континентов, и, по-видимому, больших ошибок в идентификации температур по глубине исследователи не допускают. Большинство авторов принимает за основу энергетики глубинных геологических процессов главным образом конвективный и кондуктивный способы передачи тепловой энергии [2, 10, 14, 19—21]. Геологические процессы, протекающие на таких глубинах, связаны с перераспределением разных видов энергии при фазовых переходах, перемещении масс вещества, землетрясениях, дифференциации вещества и т. п.

В геологических построениях, относящихся к глубоким уровням литосферы и энергетическим процессам, почти не рассматривается лучистый перенос энергии. Вместе с тем глубины от 70—90 до 100—250 км, где господствуют температуры 1200—1600°С и более, являются, по нашему представлению, оптимальными для лучистого переноса энергии.

Обсуждение материалов

Привычное рассмотрение образцов горных пород, в том числе и идеально свежих глубинных ксенолитов, дунитов и шпинелевых перидотитов, не позволяет исследователю в полной мере представить их в усло-

виях высоких температур и давлений. Кроме того, в геологии сам способ передачи энергии излучением рассматривается ограниченным числом авторов. В Советском Союзе наиболее полные сведения по этому вопросу приведены Е. А. Любимовой в широко известной монографии [10].

Исследование спектров поглощения различных сред показало, что в оптически полупрозрачных средах, к которым относятся силикатные материалы, наблюдается заметное отклонение коэффициента теплопроводности λ от закона фононной теплопроводности, причем величина отклонения с повышением температур растет асимптотически. Этот эффект был описан отечественным стекольщиком Д. Б. Гинзбургом в 1930 г. [3], который предположил существенный перенос тепла лучистым путем¹.

Американский исследователь С. Кларк [19] также отметил возможность переноса энергии в диапазоне инфракрасного при очень высоких температурах в глубоких уровнях Земли.

Много позже, рассматривая обеспечение геологических процессов энергией, Д. Ферхуген, Ф. Тернер и др. [18] приходят к весьма важному выводу о том, что, зная современное распределение температур в Земле, мы не в состоянии рассчитать, как эти температуры распределялись в более раннее время, поскольку это вытекает из необратимости времени и необратимости теплотока. Характер распределения температур в верхней мантии при $K=10^{-2}$ кал/с·см·град и $T_0=0^\circ\text{C}$ следует из преобразованного уравнения теплопроводности

$$T_H = T_0 + \frac{H}{K} \left[q - \frac{1}{2} \varepsilon H \right],$$

где H — мощность континентальной плиты, K — теплопроводность, q — теплоток, ε — интенсивность источника тепла, которая близка к нулю. Если в континентальной плите источник тепла отсутствует, тогда $K=5 \cdot 10^{-3}$ кал/с·см·град, $q=1,3$ мккал/(с·см²), $T_0=0^\circ\text{C}$, $H=200$ км, температура $T_{200}=2600^\circ\text{C}$ при давлении 65 кбар. Таким образом, на глубине 200 км все породы должны быть в расплавленном состоянии. Если рассмотреть сферу Земли, то температура на глубине 200 км будет 450°C , но q будет 0,21 мккал/(с·см²). Чтобы получить близкий к реальному теплоток, мы должны допустить, что мантия содержит во много раз более высокие концентрации источников тепла — радиоактивных элементов.

Ф. Тернер и др. [18] в альтернативном порядке рассмотрели механизм теплопередачи в литосфере, учитывая перенос тепла излучением, но отдали предпочтение конвекции.

Таким образом, в уравнении теплопроводности коэффициент теплопроводности (λ) будет представлять сумму коэффициентов фононного (λ_ϕ), экситонного (λ_σ) и радиационного (λ_p) теплообмена (рис. 1):

$$\lambda_p = \frac{16}{3} \frac{n^2 \sigma T^3}{\theta},$$

где θ — коэффициент поглощения вещества, n — показатель преломления, σ — константа, Стефана-Больцмана [23]. В наших построениях важно определить долю теплопроводности фононной и радиационной составляющих для установления механизмов транспорта энергии при температурах выше дебаевских. Соотношение фононной и радиационной (лучистой) составляющих [10] для глубоких уровней литосферы демонстрирует доминирующее положение лучистой составляющей в интервале глубин 100—300 км (см. рис. 1). В. Келлер и др. [23] получили спектры

¹ У разных авторов лучистая энергия имеет такие синонимы, как радиационное излучение, термооптическое излучение, ИК-излучение, инфракрасное, невидимый свет, тепловое излучение и др., что является отражением сложной работы по диагностике излучения.

поглощения оливина, граната и пироксена и определили состояние вещества верхней мантии как «серого тела» или «полупрозрачной среды». В спектрах поглощения минералов относительный интервал прозрачности (наибольшая пропускная способность) лежит в пределах длин волн 0,6—2,5 мкм. Температуры верхней мантии (1200°С и более) отвечают таким энергиям, при которых максимум излучения в спектре приходится на длины волн порядка 0,5—1,5 мкм, т. е. соответствует интервалу максимальной «прозрачности».

Х. Канамори и С. Уеда [20] определили экспериментально осредненный коэффициент «непрозрачности» и лучистую составляющую для форстерита при температурах 600—1600°С и убедительно доказали, что величина этой составляющей увеличивается от $\lambda_p = 0,02 \cdot 10^{-2}$ кал/см·с·град при 700°С до $\lambda_p = 0,65 \cdot 10^{-2}$ кал/см·с·град при 1500°С, т. е. более чем на порядок.

Изучение спектра поглощения форстерита авачинских глубинных ксенолитов свидетельствует, что при достижении температур 1200—1400°С цилиндрическая ячейка ($r = 12$ мм, $l = 100$ мм) с лейкосапфировыми окошками по оси становится почти «прозрачной» для видимой части спектра. В области 1200—1300°С резко возрастает теплопроводность в ИК-диапазоне.

Последние работы по теплопроводности высокотемпературных расплавов [5] подчеркивают, что при достижении температур плавления коэффициент теплопроводности поликристаллического фторфлогопита увеличивается скачкообразно почти на порядок, причем независимо от изоморфных примесей в катионной части. Измерения температур проводились в цилиндрических ячейках ($l = 200$ мм, $r = 12,5$ —15,5 мм) вольфрам-рениевыми термодарами.

Приведенные выше материалы дают возможность рассматривать нагретые до высоких температур глубинные породы и связанные с ними магматические расплавы как единую оптическую систему.

Таким образом, при 1200—1600°С горные породы становятся «полупрозрачными» и «прозрачными» в видимой и главным образом ИК-области, а при этих параметрах, по-видимому, основная доля энергии передается излучением.

Из данного положения вытекают три весьма важные для геологии следствия: 1) передача тепла осуществляется всем объемом пород, нагретых до температур «прозрачности», а не только от границы раздела нагретого тела; 2) до тех пор, пока относительно перегретый объем породы не передаст свою энергию до достижения температур собственной «полупрозрачности», он будет работать как источник энергии в диапазоне ИК-излучения; 3) если в системе присутствует расплав, то он ведет себя как «энерговод», в котором передача энергии осуществляется излучением с оптимальными условиями теплопередачи.

В соответствии с термодинамическими расчетами и геотермическим градиентом на глубине 100—250 км существует зона прогрева до 1200—1600°С (рис. 2). Эта зона сложена ультраосновными породами, состоящими из минералов группы оливина, фторфлогопита, граната, ортопироксена, клинопироксена, алмаза и др., т. е. представлена полупрозрачной средой, которая при достижении температур 1200—1600°С становится оптически прозрачной². Скорость передачи энергии лучистым путем в такой среде весьма высока, и в этом плане характер взаимодействия в области высоких температур имеет дискретную форму. Тектонические взаимодействия между блоками разогретых до 1200—1600°С горных пород (без нарушения сплошности) могут быть связаны с передачей энергии фазовых переходов по принципу «световод». Такую систему переда-

² Интересно отметить, что алмаз обладает идеальной теплопроводностью, а обогащенные от 5 до 15% алмазом глубинные породы описаны как в виде ксенолитов [12], так и в виде крупных массивов [13].

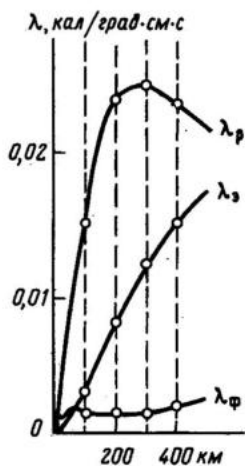


Рис. 1

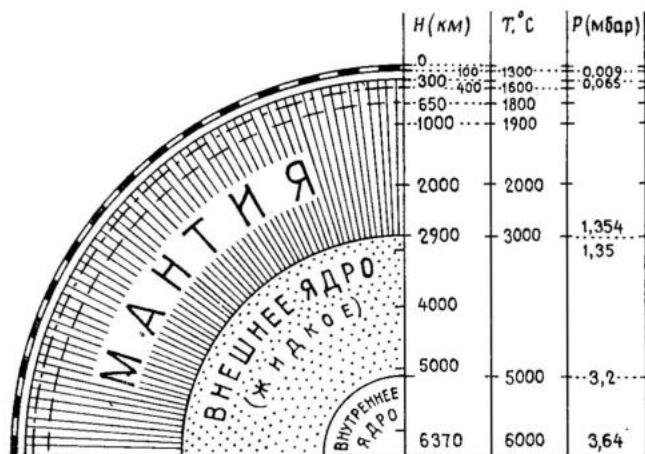


Рис. 2

Рис. 1. Характер соотношения фоновой (λ_{ϕ}), радиационной ($\lambda_{р}$) и экситонной ($\lambda_{э}$) составляющих теплопроводности в интервале глубин 100—500 км

Рис. 2. Термопрозрачная геосфера Земли в интервале глубин 100—300 км. H — глубина, км; T — температура, °C; P — давление, мбар

чи энергии целесообразно назвать «энерговодом» (рис. 3). Наблюдаемые фазовые переходы первого рода находят себе механизм передачи энергии в изучаемых природных системах.

Скорость передачи энергии по «энерговоду» будет зависеть от ряда причин [7], которые могут влиять на оптическую «прозрачность» «энерговода». Какие могут быть причины? Класс минералого-геохимических причин связан с присутствием значительных количеств высокотемпературных металлов, например иридия, ниобия, тантала и др., которые при температурах 1200—1600°С еще не «прозрачны». Присутствие значительных количеств графита или других высокотемпературных минералов также соответственно будет затруднять энергопередачу.

Такой же эффект возможен при внедрении в зону энерговода или перегретых (выше 1600°С), или охлажденных (ниже 1200°С) масс, блоков горных пород или расплавов.

Ф. Берч и С. Кларк [1], рассматривая влияние давления (до 700 кг/см²) на теплопроводность горных пород, таких, как слюдястый сланец, анортзит, габбро и др. установили, что теплопроводность при повышении нагрузки во всех случаях возрастает, а в случае с песчаником возрастает существенно — на 30%.

«Энерговодная» сфера, по всей вероятности, имеет сложную геометрию, и не исключено, что существуют области, где эффект «энерговода» снижен или замедлен из-за присутствия непроводящих металлов, минералов и др. С другой стороны, возможна и обратная ситуация, когда «энерговод» усилен в результате присутствия расплавов (теплопроводность расплава на порядок выше, чем твердых фаз) или обогащения пород алмазами [12, 13]. «Энерговодность» алмазных перидотитов должна быть более высокой: если у форстерита и флогопита теплопроводность равна 8—16, то у алмаза она составляет 390 кал/с·см·град.

Минеральные термобарофильные реакции типа шпинель + диоксид-гранат + оливин; анортит + пироксен-шпинель (Al) + гранат; графит → алмаз и т. д., осуществляющиеся главным образом в интервале 1000—1400°С [11], протекают с выделением или поглощением энергии.

Рассматривая долгоживущие вулканические центры типа Ключевско-

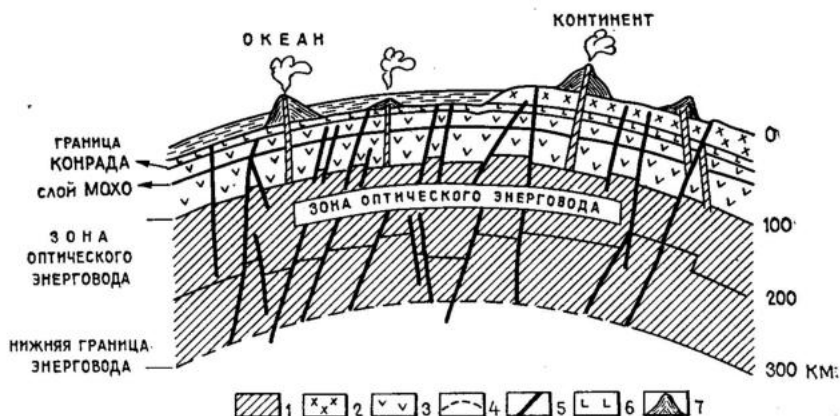


Рис. 3. Положение термopрозрачной зоны в литосфере. 1 — зона оптимального действия оптического «энерговода»; 2 — породы верхней коры; 3 — породы слоя «мохо» и верхней мантии; 4 — нижняя граница оптического «энерговода»; 5 — зоны разломов; 6 — породы нижней коры; 7 — вулканические постройки

го вулкана с позиций предлагаемого природного «энерговода», можно предположить, что основной энергетический уровень питания Ключевского вулкана в последние несколько тысяч лет находится ниже глубин 90 км, а подводящий канал в виде магмовода, дайки (системы даек) или штока соединяет земную поверхность и уровень температуры 1200—1600° С и является, как показано ранее, «оптически прозрачной средой», т. е. «энерговодом».

Прямые наблюдения и фотоматериалы, полученные вулканологами Н. П. Смеловым и Я. Д. Муравьевым на прорыве Предсказанный (вулкан Ключевской), показали, что остывшая лавовая «шапка» прорыва в течение 1 ч от полностью холодной стала разогреваться без поступления новых порций лавы. Первоначально коричневая поверхность лавовой «шапки», прогреваясь, стала иссиня-черной, затем в более глубоких трещинах — темно-красной и ярко-красной, а через три с небольшим часа изпод «шапки» показались языки расплавленной лавы. Далее извержение приобрело характер стационарного истечения лавы. Этот участок является подводящим каналом расплава, а в нашем понимании «энерговодом».

Аналогом длительно существующей природной «энерговодной» системы являются также лавовые озера гавайского типа, где магматический материал почти не поступает, а расплавленные озера существуют длительное время, насчитывая тысячи лет. Теоретически за это время озера должны были давно застыть.

На Большом трещинном Толбачинском извержении наблюдалась картина подземных лавовых рукавов и их ответвлений; до тех пор, пока ответвления сообщались с центральным «энерговодом», они находились в жидком или пластичном состоянии несмотря на то, что дополнительные порции лавы в них не поступали. Но в тех случаях, когда лавовый поток по каким-либо причинам становился бескорневым, он застывал буквально на глазах. Аналогичная картина наблюдалась при отторжении лавовых рукавов от основного лавового потока, при перехлестывании лавы за бортовые валы. Для сравнения можно отметить, что раскаленные куски лавы (вулканические бомбы) вылетали пластичными, но падали зачастую уже твердыми, т. е. без поступления новых порций тепла остывание происходило достаточно быстро.

В рамках данного сообщения целесообразно остановиться на трех важных геологических аспектах.

Внедрение магматических масс в земную кору приводит в большинстве случаев к формированию силлов, лакколитов, лополитов и других тел, подводными каналами для которых являются дайки. В тех случаях, когда лакколиты, лополиты, штоки сообщаются с уровнем высоких температур дайковым «энергосилом», процессы кристаллизационной дифференциации и фракционирования протекают в них полно, равномерно, с формированием расслоенных плутонов, придонных рудных залежей с зонами краевых высокотемпературных взаимодействий, роговиками, ортометагабброидами и т. д.

В тех случаях, когда внедрившиеся магматические массы в результате тектоники или смещений дайковых «энергосилов» теряют связь с уровнем высоких температур, формируются недифференцированные плутоны с закалочными краевыми эндоконтактными зонами и неравновесным минеральным парагенезисом.

Длительное существование природного «энергосила» может, по-видимому, обеспечивать передачу энергии и для прогрева вмещающих горных пород, вплоть до их расплавления. Вероятно, таким образом формируются дайки в гранитогнейсах древних кристаллических щитов, в которых центральная часть состоит из диабазовых порфиритов, а превышающие их по мощности приконтактные дайки гранитпорфиров и гранодиорит-порфиров отвечают по вещественному составу вмещающим гнейсам или сланцам. Температурные расчеты показывают, что дайка порфиритов не может при своем становлении создать температурное поле, способное расплавить гнейсы до формирования мощных даек и очагов.

Второй аспект, который находит свое отражение в предполагаемой системе природных «энергосилов» — это периодичность или дискретность действия вулканов. Рассматривая вулканическую постройку как результат длительного действия природного «энергосила», способствующего выводу образующихся расплавов на поверхность Земли, не следует замыкаться на эндогенную энергию. Интенсивность действия «энергосила», вероятно, тесно связана с деятельностью Солнца, с лунными приливами, с положением планет, ротационным и другими взаимодействиями, с объектами солнечной системы. Эта опосредованная взаимосвязь установлена И. И. Гущенко в цикличности вулканической деятельности [6]. Возмущения в небесной механике планет не могут сказываться на динамическом состоянии Земли и, следовательно, ее оболочек. Любое смещение масс приведет прежде всего к перераспределению энергии в «энергосиловой геосфере», где скорости взаимодействия и обмена лучистой энергией очень высоки. Таким образом, любой избыточный импульс (падение метеорита, взрыв и др.) энергии «энергосилового пояса» Земли может очень быстро перераспределиться в локальные «энергосилы» (магмоводы, подводные каналы, дайки и т. д.), и тогда начинают действовать потухшие вулканы, происходят землетрясения в сейсмоопасных зонах, возрастают температуры геотерм и др.

Третий аспект, влияние термопрозрачного «энергосилового» слоя на физико-химические процессы в верхней мантии, связан с резкими изменениями обмена энергией вследствие твердофазных реакций и фазовых переходов. Поскольку такие реакции, как переход «графит→алмаз» и др., происходят со значительными изменениями объемов, то возмущение среды в виде разрыва сплошности или пликативных деформаций с образованием ультрамилонитов должно проявляться в виде сейсмодислокаций, землетрясений или сжатия относительно разреженных объемов. В любом случае, поскольку эти реакции осуществляются в области температур «прозрачности» среды, передача или перераспределение энергии будет осуществляться лучистым путем дискретно.

Одним из следствий существования «энергосиловой сферы Земли» может быть перераспределение энергии в ощутимых для человечества земных процессах. Например, прямая взаимосвязь землетрясений и из-

вержений при «энергооптическом способе» перераспределения энергии.

Взрывы атомных бомб и др., нарушая энергетику земных сфер в одном секторе, могут привести к землетряснию в другом. Землетрясения в Японии могут сказаться на извержении Ключевского вулкана и, наоборот, извержения вулканов могут предотвратить землетрясения.

Одним из наглядных примеров того, как «энерговоды» лавовых потоков (как самофокусирующиеся системы) прокладывают себе пути вкрест или несогласно с рельефом, могут служить лавовые потоки Ключевского вулкана.

Представляется возможным рассмотреть механизм энерговодной передачи тепла для образования перегретых расплавов, в которых наблюдается оплавление ранее образованных кристаллических фаз, как это имело место на Большом трещинном Толбачинском извержении в высокоглиноземистых мегаплагиофировых базальтах.

Выводы

1. Основные энергетические процессы в глубоких уровнях литосферы, магматических камерах, магмоводах, вулканических жерлах, дайках и расплавах, нагретых до 1200—1700°С, осуществляются при перераспределении эндогенной энергии лучистым путем по латерали и вертикали.

2. Интервал земных глубин 100—300 км образует своеобразную «энерговодную сферу» Земли, осуществляющую передачу энергии в ответвляющиеся локальные «энерговоды» вулканических систем, землетрясений, зоны фазовых переходов и зоны магмообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берц Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
2. Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981. 167 с.
3. Гинзбург Д. Б. Стекловаренные печи. М.: ОНТИ, 1930. 193 с.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Под ред. В. С. Соболева и др. Новосибирск: Наука, 1975. 235 с.
5. Гольшиев В. Д., Гоник М. А., Путилин Ю. М. Теплопроводность искусственных слюд в поликристаллическом и расплавленном состояниях//Изв. АН СССР. Неорганические материалы. 1988. № 1. С. 133—135.
6. Гуценко И. И. Цикличность извержений вулканов мира//Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 27—48.
7. Исаченко В. П., Осипова В. А., Сукомел А. С. Теплопередача. М.: Энергия. 1975.
8. Кутыев Ф. Ш., Шарапов В. Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 196 с.
9. Луц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 285 с.
10. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
11. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 316 с.
12. Пономаренко А. И., Специс З. В., Соболев Н. В. Новый тип алмазосносных пород — гранатовые пироксениты//Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 2. С. 273—276.
13. Слодкевич В. В. Параморфозы графита по алмазу//Зап. Весоюз. минерал. о-ва. 1982. Вып. 1. Ч. III. С. 13—33.
14. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях//Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 59—73.
15. Смит Р., Джонс Ф., Чесмер Р. Обнаружение и измерение инфракрасного излучения. М.: 1959. 448 с.
16. Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме в Курило-Камчатской золе//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3. С. 15—30.
17. Федотов С. А. О входных температурах магм, образовании, размерах, и эволюции магматических очагов вулканов//Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3—29.
18. Ферхуген Д., Тернер Ф., Файф В. и др. Земля. Т. I—III. М.: Мир, 1974. 845 с.
19. Clark S. P. Radioactive transfer in the Earth's mantle//Trans. Amer. Geophys. Union. 1957. V. 38. P. 27—34.
20. Kanamori H., Uyeda S. Thermal diffusivity measurement at high pressures and temperatures//Trans. Amer. Geophys. Union. 1966. V. 47. P. 132.
21. Ray T., Reynolds, Fricker P. E. et al. Effects of melting upon thermal models of the Earth//J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 12. P. 573—582.
22. Simkin T., Siebert L. et al. Volcanoes of the world//Smith. Inst. Hutchinson: Ross Publ. Comp. 1981. 240 p.
23. Spotts J. H., Keller W. D., Biggs D. L. Infrared spectra of some rockforming minerals//Amer. J. Sci. 1952. V. 250. № 6. P. 41—49.

УДК 550.83.017 : 551.215

© 1990 г.

М. И. ЗУБИН, А. И. КОЗЫРЕВ, А. И. ЛУЧИЦКИЙ

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ
КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА)

Гравиметрическая съемка, выполненная на Ключевском вулкане, позволила выявить следующие особенности его строения: вулкан расположен над уступом кристаллического фундамента северо-восточного простирания; мощная положительная аномалия западнее-юго-западнее вулкана интерпретируется древним периферическим очагом Плоских вулканов; прямых свидетельств наличия периферического магматического очага Ключевского вулкана нет, хотя гравиметрические данные не противоречат возможности его существования, постройка Ключевского вулкана неоднородна, ее верхняя часть имеет пониженную плотность, а нижняя — плотность, соответствующую плотности влагонасыщенных лав его побочных извержений. Представлены модели разрезов по двум основным профилям. Рассмотрены вопросы вычисления гравитационного влияния рельефа на вулкане.

GRAVITATIONAL MODEL OF KLYCHEVSKOI VOLCANO (KAMCHATKA) STRUCTURE, by Zubin M. I., Kozыrev A. I., and Luchitskii A. I. Gravitational studies carried out at Klyuchevskoi volcano made it possible to reveal the following features of its structure: the volcano is located above the scarp of crystalline basement of the north-east strike; a large positive anomaly to the west-south-west of the volcano is interpreted as the old subsidiary chamber of Ploskie volcanoes; there is no direct evidence as to the existence of subsidiary magma chamber of Klyuchevskoi though altogether gravimetric data do not object to the possibility of its existence; the edifice of Klyuchevskoi is nonuniform, the upper part having a decreased density of water-saturated lavas from its flank eruptions. Section models are presented from two principal profiles. The problems of calculation of topography gravitational influence at the volcano are discussed.

(Received June 20, 1989)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Institute of Physics of the Earth, USSR Academy of Sciences, Moscow, USSR

В последнее время резко увеличился поток работ, рассматривающих строение вулканических построек и верхних слоев земной коры под вулканами на основе гравиметрических съемок [12, 23—25]. Это связано с прогрессом в топографическом обеспечении и с новыми методическими и интерпретационными подходами [11]. Настоящая статья рассматривает возможные модели строения Ключевского вулкана и его основания по результатам гравиметрической съемки, выполненной в 1986—1987 гг.

Ключевской вулкан представляет собой конус правильной формы, высотой около 4750 м. Продукты его извержений относятся преимущественно к глиноземистым базальтам, в меньшем объеме имеются магнезиальные базальты и андезитобазальты. Типичный стратовулкан, Ключевской состоит из переслаивающихся лавовых потоков и пирокластики, преобладающей в верхней части постройки. На разных гипсометрических уровнях по склону Ключевского вулкана располагаются шлаковые конусы побочных прорывов. Наибольшее их число сосредоточено в северо-восточном секторе, на высотах от 600 до 2000 м. Привершинная часть

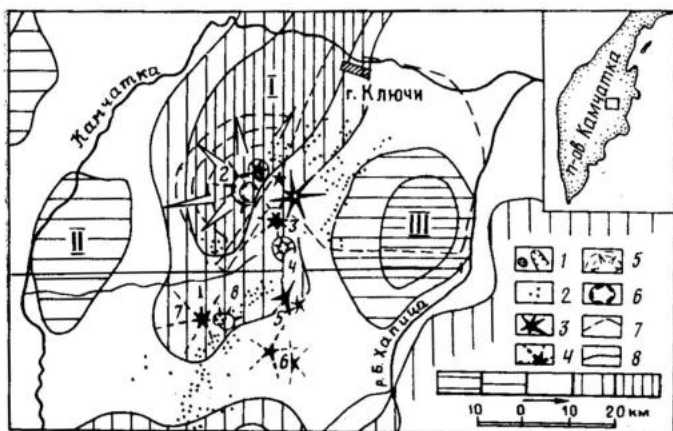


Рис. 1. Схема гравитационного поля района Ключевой группы вулканов по [4, 13]. 1 — крупнейшие кратеры; 2 — голоценовые шлаковые конусы; 3 — крупнейшие голоценовые стратовулканы; 4 — крупные голоцен-плейстоценовые вулканы; 5 — щитовой вулкан в основании Плоских сопок; 6 — кальдеры обрушения; 7 — границы района работ; 8 — профиль ГСЗ; 9 — шкала интенсивности аномалий гравитационного поля (стрелка указывает увеличение аномалий). Вулканы: 1 — Ключевской, 2 — Плоская Дальняя сопка, 3 — Камень, 4 — Безымянный, 5 — Острая Зимина, 6 — Большая Удина, 7 — Острый Толбачик, 8 — Плоский Толбачик. Блоки земной коры: I — Ключевское поднятие, II — Козыревская впадина, III — Хапиченская впадина

вулкана (выше 3000 м) покрыта ледяным панцирем мощностью около 50 м, состоящим из льда с прослоями лав и пирокластики [5]. Фундамент вулкана представлен вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями палеоген-четвертичного возраста. В верхней части разреза фундамента залегают лавы мезо- и мегаплагиофирового облика андезитового состава [8, 16, 22].

Ключевской вулкан дал название вулканической группе из 12 крупных вулканов, расположенных в северной части Центрально-Камчатской депрессии. Глубинное строение и магматические очаги Ключевской группы вулканов исследовались методами сейсмологии, ГСЗ, гравиметрии, МТЗ и др. Было показано, что магматические очаги под Ключевской группой вулканов находятся на глубинах 40—150 км [7]. Магматическое питание Ключевского вулкана, возможно, осуществляется по вертикальному столбообразному каналу ~ 2 км в поперечнике [3]. Крупные коровые или периферические очаги под вулканом по сейсмологическим данным не обнаружены [21]. Фундамент Ключевской группы вулканов имеет сложную мозаичную структуру, которая находит выражение в гравитационном поле [13] (рис. 1).

При истолковании гравитационных аномалий района Ключевской группы вулканов, полученных при региональных съемках, использовались данные ГСЗ [1, 3]. Поведение границы «мелового» фундамента под вулканической группой неизвестно, в Хапиченской и Козыревской впадинах она находится на глубине 3—4 км. Плотность вышележащей толщи 2,4—2,5 г/см³, породы «мелового» фундамента имеют плотность 2,7—2,8 г/см³. Породы кристаллического фундамента характеризуются плотностью 2,8—2,9 г/см³, глубина их залегания под впадинами около 8 км, а под Ключевским поднятием — около 5 км. На глубинах 20—30 км плотности достигают 3,0 г/см³, уменьшаясь до 2,86 г/см³ под Хапиченской впадиной. Ниже 30 км под Ключевской группой вулканов предполагается слой, переходный от коры к мантии, с плотностью 3,1—3,14 г/см³; примерно такая же плотность (3,1—3,2 г/см³) принимается по всему профилю ниже границы М [13].

Приведенные значения плотности были получены из общих зависимостей плотности от скорости сейсмических волн и скорректированы в процессе подбора модели, соответствующей наблюдаемому гравитационному полю. При этом в работах [1, 13] отмечалась необходимость относительного повышения плотности земной коры под Ключевским поднятием и разуплотнением на глубинах 20—30 км под Хапиченской впадиной.

Нами была выполнена гравиметрическая съемка на Ключевском вулкане по двум основным интерпретационным профилям, радиальным относительно вершины, и несколькими дополнительным дуговым профилям на разных расстояниях от вершины (рис. 2). Максимальное приближение к вершине вулкана ~ 1 км, Отсутствие дорог и трудности восхождения ограничили сеть наблюдений. Высоты станций наблюдения определялись баронивелированием (с микробаронивелирами М—111) с опорой на нивелирные ходы на склонах вулкана и закрепленные геодезические точки [10]. Точность определения высот ± 2 м. Использовались гравиметры ГРК—2 «Дельта» и ГНУ—КС, точность рядовых наблюдений $\pm 0,1$ мГл. Для учета влияния рельефа применялись топографические карты масштабов 1 : 25 000—1 : 200 000. Точность вычисления аномалии Буге ± 2 мГл.

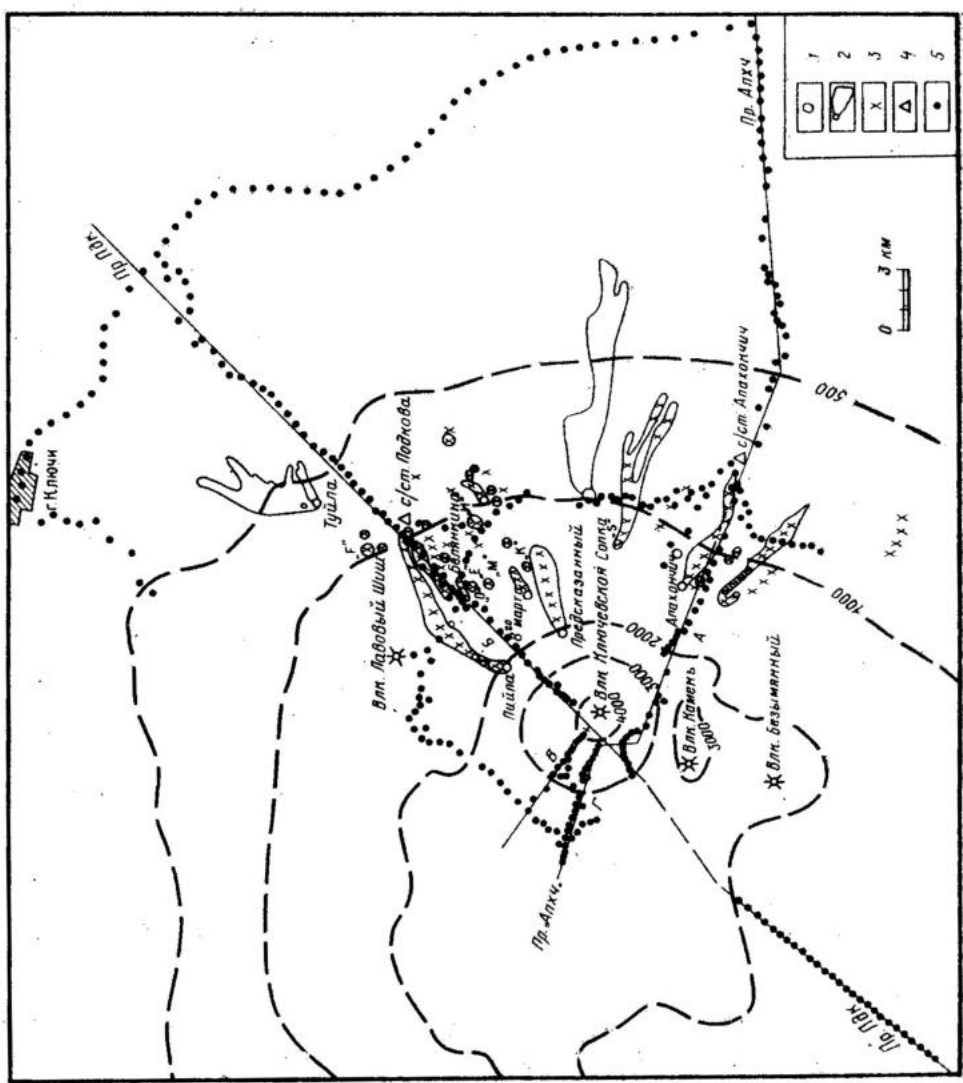
Полученные данные дали возможность рассмотреть вероятные модели строения фундамента Ключевского вулкана и его постройки и на этой основе попытаться соединить сведения о группе в целом с конкретными данными о вулкане в едином геологическом толковании.

О редуцировании гравиметрических данных. При интерпретации гравиметрических данных по Ключевскому вулкану использовалось аномальное поле в редукации Буге в модификации, описанной нами [11]. Суть ее состоит в замене вычисления поправки Буге и топографической поправки с учетом гравитационного влияния рельефа. Вычисление этого эффекта осуществлялось на базе программ МОГМ—ПЗ [19, 20], соответствующим образом модифицированных для проведения расчетов в случае большого числа аппроксимирующих тел.

Топографический массив размером 150×150 км был разбит на три вложенных одна в другую зоны: дальнюю (ширина 40 км, высоты снимались через 2 см с карт масштаба 1 : 200 000), среднюю (ширина 20 км, высоты снимались с шагом 1 см с карты масштаба 1 : 100 000), центральную (размером 30×30 км, шаг снятия высот 1 см по карте масштаба 1 : 25 000). Основная часть съемки на склонах вулкана входит в центральную зону. Аппроксимирующими телами были треугольные усеченные призмы, нижнее основание которых располагалось на уровне моря, боковые грани вертикальны, а положение верхнего основания определялось значениями высот в соответствующих точках цифрового массива. Вокруг точек наблюдения количество призм увеличивалось, причем точка наблюдения становилась одной из общих вершин верхних оснований. Соседние призмы сращены боковыми гранями. Аппроксимация реальной поверхности наклонными треугольниками при размерах их сторон около 100 м дает возможность очень точно описывать рельеф вулканической поверхности. При углах наклона поверхности менее 20° почти совпадающие результаты обеспечивает аппроксимация рельефа прямоугольными параллелепипедами, что дает некоторый выигрыш во времени счета. Однако при значительных углах наклона рельефа необходимо использовать описанную схему.

Карты величин гравитационного влияния рельефа на центральную зону дальней и средней зон (рис. 3) показывают его нелинейный, сложный характер. При этом отчетливо вырисовывается зависимость от рельефа, однако средняя зона создает значительный эффект и в краевых частях центральной зоны. Очевидно, территория съемки должна располагаться в средней части центральной зоны. Гравитационный эффект рельефа самой центральной зоны полностью соответствует морфологии

Рис. 2. Схема расположения гравиметрических пунктов в районе Ключевского вулкана. 1 — современные шлаковые конусы; 2 — лавовые потоки побочных извержений; 3 — места отбора образцов; 4 — сеймостанция; 5 — гравиметрические пункты на профляях Пдк и Алхч



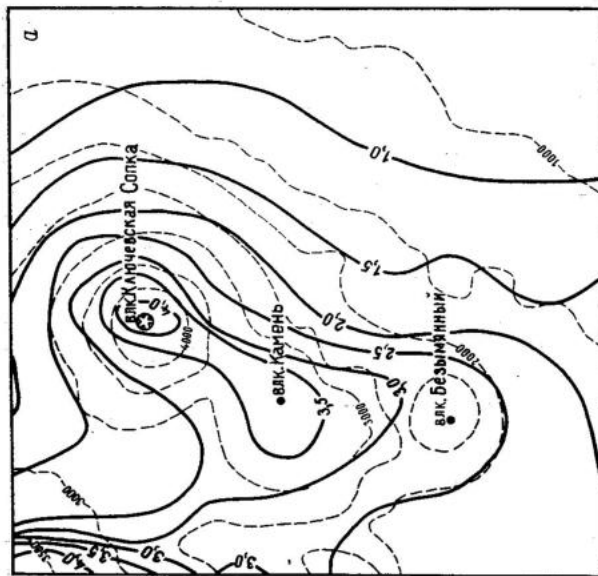
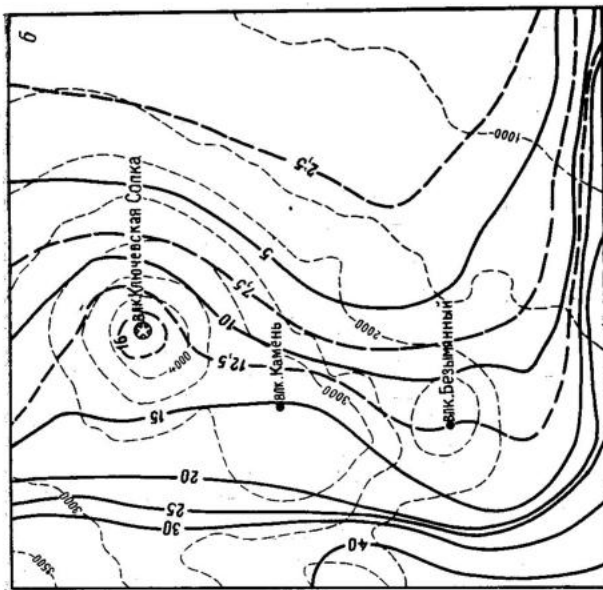


Рис. 3а — б

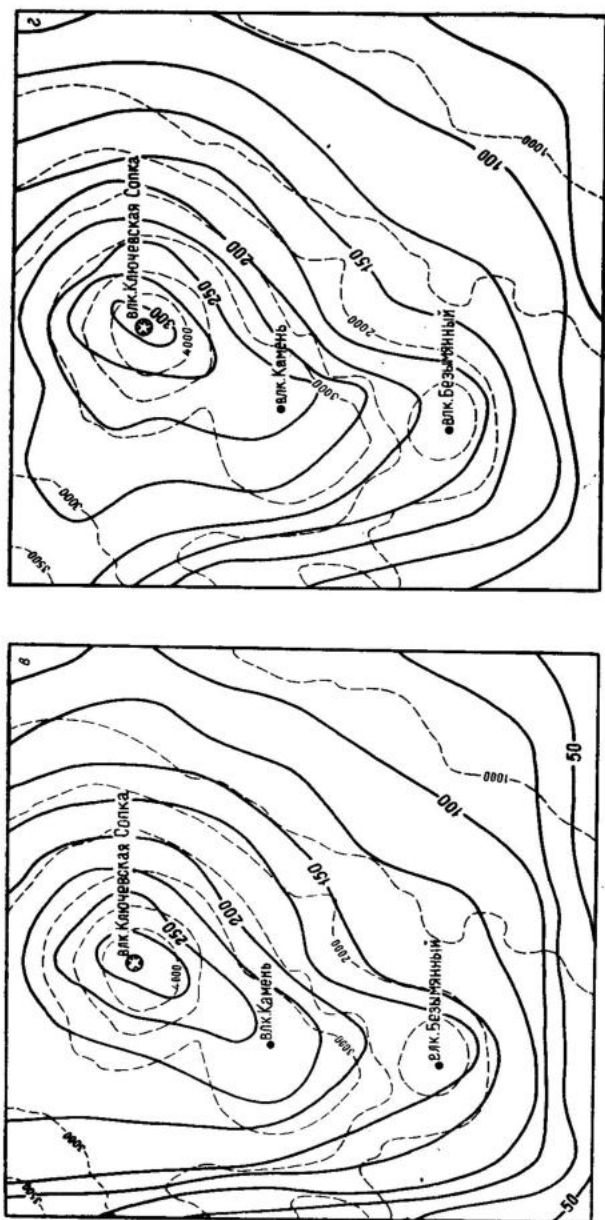


Рис. 3. Схемы гравитационного влияния рельефа в центральной зоне: а — дальней зоны, б — средней зоны, в — центральной, г — суммарное. Штриховые изолинии — рельеф, сплошные — гравитационный эффект рельефа, мГал

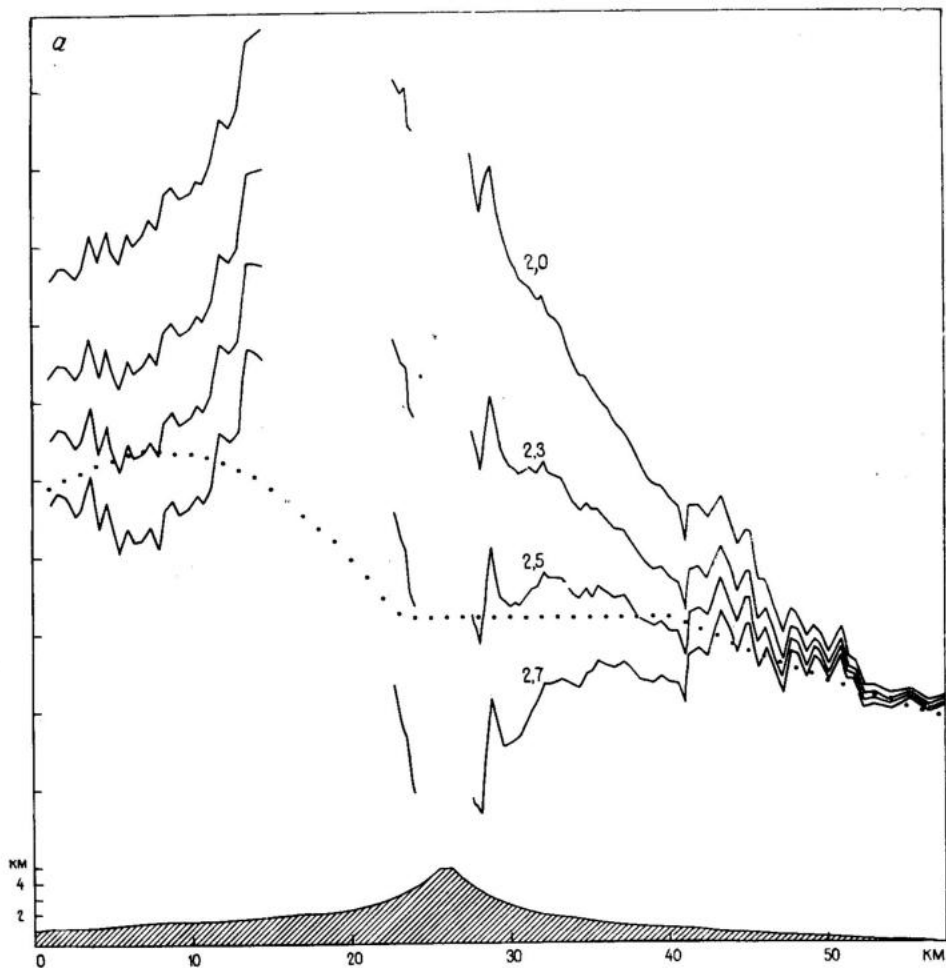


Рис. 4, а

рельефа и существенно превосходит эффект других зон по абсолютной величине. Вследствие этого карта суммарного влияния рельефа в значительной мере подобна карте центральной зоны. При плотности $2,5 \text{ г/см}^3$ суммарный гравитационный эффект рельефа в точках наблюдения изменяется от 2 мГл на высоте 30 м до 320 мГл на высотах более 4000 м.

Аномалия Буге, таким образом, вычисляется по формуле

$$\Delta g = g - \gamma_0 + 0,3086 H - \Delta g_p,$$

где Δg — аномалия силы тяжести, g — наблюдаемое значение гравитационного поля, γ_0 — нормальное значение силы тяжести для поверхности сфероида, $0,3086 H$ — поправка Фая, Δg_p — гравитационное влияние рельефа, вычисленное при различных плотностях.

Выбор плотности, при которой вычисляется гравитационный эффект рельефа, подробно рассмотрен ниже. В избранной нами схеме редуцирования эта плотность принимается постоянной, соответствующей наиболее вероятной эффективной плотности форм рельефа. В этом случае при моделировании среды, создающей аномальное поле, следует учитывать не только плотностные неоднородности ниже уровня моря, но и отклонения от средней плотности отдельных участков рельефообразующих масс, а также «сторонние» объекты, формирующие фоновые составляющие поля.

Определение плотности топографических масс. При использованной схеме редуцирования точнее говорить не о плотности промежуточного

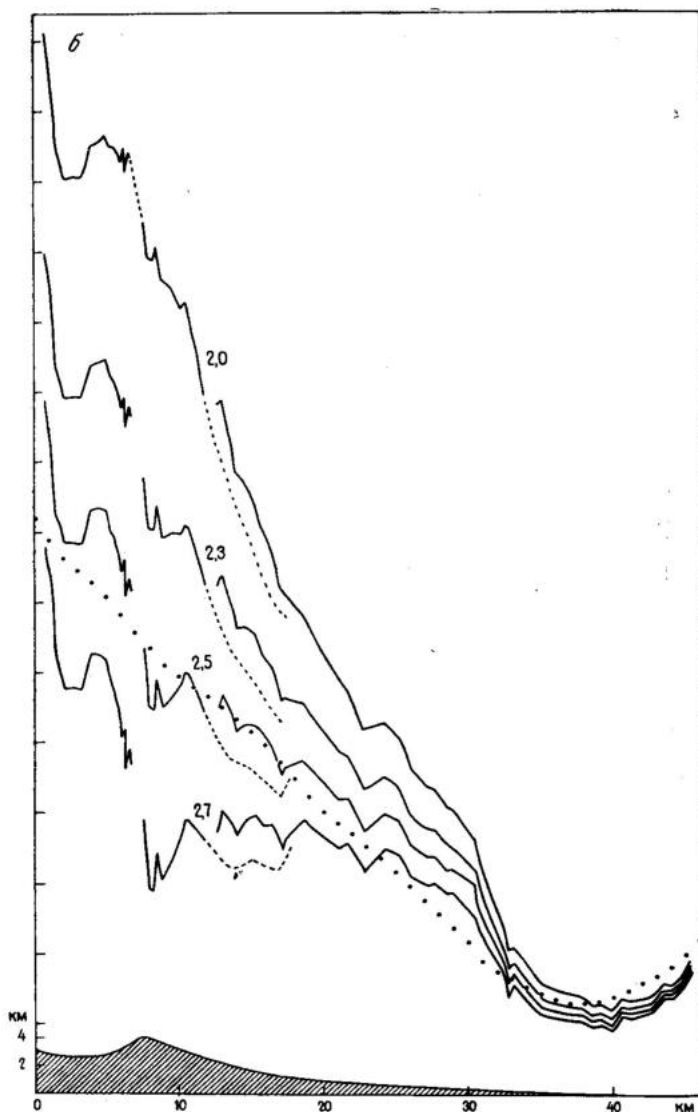


Рис. 4. Аномалии Буге при различных плотностях топографических масс и обобщенный рельеф по профилям Пдк (а) и Апхч (б) (см. рис. 2). Точками показаны кривые регионального поля

слоя, а о плотности земного слоя выше уровня моря. Отсутствие данных о латеральном изменении свойств горных пород заставляет выбирать среднее значение эффективной плотности вулканической постройки и окружающих масс рельефа. Возможные пути этого выбора — изучение физических свойств горных пород и гравиметрические способы.

Основные формы рельефа представлены вулканами Ключевской группы, а ближняя зона — собственно Ключевским вулканом, поэтому мы используем данные из [14]. Плотности водонасыщенных образцов лав (опробованы современные лавовые потоки побочных извержений и более древние лавы, обнажающиеся в бортах ручьев) в среднем $2,46 \pm 0,24$ г/см³ при средней пористости 10,6%. Средняя плотность твердой фазы образцов с закрытой пористостью $2,62 \pm 0,16$ г/см³. При геологической интерпретации более оправдано использование плотности твердой фазы,

поскольку пористые образцы характеризуют поверхностную часть потоков, которая разрушается под действием экзогенных факторов и последующих нагрузок. Лавы современных потоков имеют среднюю плотность твердой фазы $2,61 \text{ г/см}^3$, а для более древних потоков эта величина составляет $2,76 \text{ г/см}^3$. Из зависимости плотности от пористости следует, что при нулевой пористости плотность равна $2,76 \text{ г/см}^3$, так что это значение можно, видимо, считать максимальным средним значением плотности лав Ключевского вулкана.

Конус состоит из чередующихся базальтовых лавовых потоков и пирокластического материала, поэтому для вычисления его эффективной плотности нужны сведения о плотности пирокластики и объемно-весовых соотношениях лав и пирокластики. Плотность шлаков Ключевского вулкана не измерялась. Для оценки можно использовать сведения о плотности шлаков андезитобазальтового и базальтового состава [6], согласно которым измененные шлаки имеют плотность от $0,8$ до $1,9 \text{ г/см}^3$ в зависимости от степени уплотнения и изменения. Индекс explosивности вершинных извержений Ключевского вулкана 70% по [8] и 30% по [16], а для побочных извержений около 20% в среднем (от 0 до 40% , для современных извержений $5\text{--}6\%$) [22]. Неопределенность всех этих данных дает возможность оценить только вероятные пределы эффективной плотности вулкана. Максимальное значение эффективной плотности (при плотности лав $2,76 \text{ г/см}^3$, пирокластики $1,9 \text{ г/см}^3$ и индекса explosивности 30%), составляет около $2,5 \text{ г/см}^3$, при тех же плотностях и индексе explosивности 70% эффективная плотность уменьшается до $2,15 \text{ г/см}^3$.

Использование способа Неттлтона при великолепно выраженном рельефе могло бы дать хорошие результаты при отсутствии сильного регионального фона и локальных аномалий, искажающих форму графиков аномалий Буге, вычисленных при различных значениях плотности промежуточного слоя. Вычислены значения аномалий Буге по двум профилям, проходящим через вершину вулкана. Первый (профиль Пдк) — проходит с юго-запада (долина р. Студеной) через Ключевской вулкан, сейсмостанцию Подкова и далее на северо-восток вдоль долины р. Киргурич. Второй (профиль Апхч) — начинается на склонах Плоских вулканов, пересекает ледник в перевале между Ключевским и Плоскими вулканами, проходит через сейсмостанцию Апахонич и следует на восток к долине р. Хапицы (см. рис. 2). Часть первого профиля, соответствующая высотам более 1000 м , проходит параллельно изолиниям регионального поля силы тяжести, следовательно, на этом участке можно определить, при какой плотности рельеф не влияет на поведение аномальной кривой (рис. 4). Вполне уверенно определяется величина $2,5 \text{ г/см}^3$ (ее следует рассматривать как максимальную в случае неполного учета регионального фона). Попытки построить эти кривые после введения регионального фона не выглядят абсолютно достоверными, поскольку использование процедуры осреднения невозможно, так как изымает из рассмотрения привершинную часть съемки, а выполненное снятие фона с помощью региональных карт неизбежно вносит погрешности. Тем не менее можно допустить, что на профилях перевал — Ключевская (на высотах более $2500\text{--}3000 \text{ м}$) наиболее подходящим значением оказывается плотность $2,0 \text{ г/см}^3$, а на отрезках профилей с высотами $1500\text{--}2500 \text{ м}$ (профиль Апхч) и $1400\text{--}2800 \text{ м}$ (профиль Пдк) — $2,5 \text{ г/см}^3$ (рис. 5). Нижние отрезки профилей (менее 1000 м), по-видимому, характеризуются плотностью $2,3 \text{ г/см}^3$. Плотность $2,5 \text{ г/см}^3$ оказалась присущей большей части конуса Ключевского вулкана, в связи с чем она и была принята в качестве плотности промежуточного слоя для результирующей карты аномалий Буге.

Эта же плотность получена выше при использовании измерений плотности образцов и индекса explosивности и примерно соответствует сред-

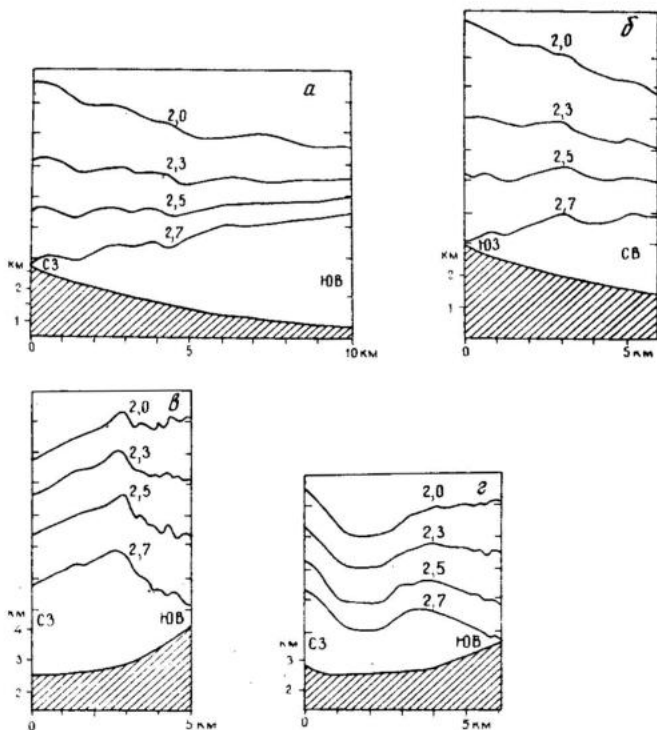


Рис. 5. Локальные аномалии Буге при различных плотностях топографических масс и обобщенный рельеф по профилям в привершинной части Ключевского вулкана (обозначение профилей см. на рис. 2)

ней плотности эффузивов. Отметим, что большая часть конусов побочных извержений, поставляющих преимущественно эффузивный материал, располагается на высотах от 600 до 2000 м. Применяя единую плотность для всего рельефа, мы предполагаем в процессе интерпретации вводить другие значения плотности там, где это оправдано геологическими представлениями и наличием гравитационных аномалий. К примеру, вершинная часть вулкана имеет высокий индекс эксплозивности, имеются предположения о ее ледяном панцире, и по способу Неттлтона ее плотность близка к $2,0 \text{ г/см}^3$. Следовательно, модели строения вулканической постройки обязательно должны включать особенности ее строения, несомненно вносящие вклад в наблюдаемое гравитационное поле.

Описание аномального поля. Наиболее рациональным подходом при интерпретации гравитационного поля нам представляется неформализованный метод подбора, методологические основы которого разработаны В. Н. Страховым и др. [17, 18]. В целом изучаемая среда может быть представлена набором достаточно большого числа выпуклых многогранников. В настоящей работе массы рельефа аппроксимируются прямыми усеченными призмами, а аномальные тела выше и ниже уровня моря — прямоугольными параллелепипедами. При этом подразумевается, что используемые в методе подбора модели среды должны соответствовать известной априорной информации и поле от таких моделей должно точно и быстро вычисляться. В работах [19, 20] был дан всесторонний анализ точности вычислений при решении прямой задачи и показана важность этой проблемы. Не останавливаясь на особенностях приведенных в этих работах алгоритмов, отметим, что при проведении неформализованного подбора в условиях сложной физической поверхности целесообразно ис-

пользовать программно-математическое обеспечение по решению прямых задач МОГМ — ПЗ [19, 20].

Априорное моделирование. До проведения гравиметрической съемки были выполнены расчеты аномального гравитационного поля на реальной поверхности Ключевского вулкана. В качестве модели аномальных тел рассматривалась система из «канала» в постройке, «периферического магматического очага» с центром тяжести на глубинах от 2 до 7 км ниже уровня моря, «канала» в коре и «промежуточного магматического очага» на глубинах 30—40 км. Как было показано нами в [11], основной гравитирующий эффект создают «периферический очаг» и «канал» в постройке. Данная модель основывалась на предположениях Б. И. Пийпа [16] о существовании периферического очага под Ключевским вулканом и на представлениях о крупных лодкоровых очагах [21]. Целью моделирования было определить возможное положение боковых максимумов на вулкане в случае существования периферического очага, с тем чтобы выбрать оптимальное размещение точек наблюдения в условиях труднодоступного высокогорья. Модельное поле оказалось вполне симметричным относительно вершины вулкана, с минимумом на вершине и боковыми максимумами на высотах около 3000 м. Амплитуда минимума составляет первые миллигалы, но может быть увеличена введением в постройку «канала» с отрицательной избыточной плотностью.

Другими факторами, увеличивающими вершинный минимум, могут быть упоминавшиеся выше ледяной панцирь и преобладание пирокластики в верхней части вулканического конуса. Если принять плотность верхних 50 м разреза, сложенных переслаивающимися лавами пирокластикой и льдом, равной 1,4—1,5 г/см³, то отрицательная избыточная плотность составит 1,0—1,1 г/см³. Эффект ледяного панциря рассчитан как разность гравитационного эффекта конуса вулкана и конуса, уменьшенного по высоте на 50 м (на высотах от 300 м и выше), при плотности 1,0 г/см³. Аномалия на высоте 3000 м составляет менее 1 мГл, а на высоте 4000 м — около 2,5 мГл и может быть введена в модельное поле. Для расчета гравитационного эффекта верхней части конуса принята плотность 2,0 г/см³ (по способу Неттлтона), конус моделировался набором четырехугольных призм, вписанных в конус. Аномалия на вершине достигает 14 мГл, на расстоянии 3—4 км уменьшается до нуля. Все рассмотренные факторы создают отрицательную аномалию гравитационного поля, симметричную относительно вершины вулкана.

Наблюденное поле. Стремление выявить аномалии, связанные со строением постройки и вулканического аппарата, привело к относительно густой сети маршрутов собственно на вулкане и протяженным одиночным профилям у основания вулкана. Два длинных профиля пересекают вулкан в вершинной части, давая возможность оценить общие черты строения территории съемки по всей площади. Естественно, что в результатах съемки присутствует составляющая регионального поля, основными чертами которого являются максимум Ключевского поднятия (западнее вулканов Безымянного, Камня, Ключевского), минимум Хипиченской впадины и высокоградиентная зона северо-северо-восточного простиранья, в которой расположены вулканы. Небольшая площадь съемки и расположение основного объекта на границе территории не позволяют использовать для снятия регионального фона процедуру осреднения. Для качественного рассмотрения локальных аномалий возможен учет регионального фона с помощью карты региональных аномалий. Однако неточности при трансформации масштабов, использование сглаженных изолиний делают количественную интерпретацию полученных таким образом локальных аномалий весьма условной. Поэтому нами был выбран путь моделирования наблюдаемого поля.

Охарактеризуем основные особенности, осложняющие региональное поле, по двум основным профилям (рис. 6, а, б). На профиле Пдк (с юго-

запада на северо-восток (см. рис. 6, а) могут быть выделены следующие аномалии: максимум — примерно в 10 км к ЮЗ от вершины Ключевского вулкана (в области экстремума наблюдений не было из-за труднопроходимых ледников); минимум — над вершиной Ключевского вулкана (наблюдения собственно на вершине не выполнены из-за дрожания, связанного с вершинным извержением 1986—1988 гг.); два максимума — в низовьях р. Киргурич. В отличие от этого профиля, в значительной части проходящего вдоль изолиний регионального поля, профиль Апхч (см. рис. 6, б) располагается вкрест этих изолиний. Соответственно кривая отражает мощное возрастание поля к СЗ на всем протяжении профиля, кроме участка Хапиченской впадины, характеризующейся широким (15—20 км) корытообразным минимумом. Градиенты кривой силы тяжести резко возрастают северо-западнее вулкана. На этом фоне определенно выделяются минимумы над ледником в перевале между Плоскими и Ключевским вулканами и над вершиной Ключевского вулкана. Небольшие аномалии на склоне вулкана имеют малый период.

Остальные профили повторяют основные закономерности поведения поля. Единственной особенностью, которую следует отметить, является минимум южнее конуса Билукай. Отсутствие в этом районе других профилей не позволяет определить, связан ли он с Хапиченской впадиной или является локальным.

Моделирование. Моделирование гравитационного поля по двум основным профилям выполнялось по программе [11], реализующей решение прямой задачи гравиметрии на произвольном рельефе от объектов, аппроксимируемых набором прямоугольных параллелепипедов. В качестве объектов могут рассматриваться геологические тела, слагающие поверхностный слой Земли и расположенные ниже уровня моря. Поскольку априорная информация крайне скудна, следует выделить аномальные объекты, достаточно определенно выраженные на поверхности. К ним относятся ледник в перевале между Плоскими и Ключевским вулканами, собственно постройка Плоских вулканов (которая может иметь повышенную плотность относительно $2,5 \text{ г/см}^3$), ледяной пояс Ключевского вулкана и, возможно, верхняя часть его конуса. Все эти объекты должны учитываться при моделировании по обоим профилям. Положение остальных аномальных объектов определяется градиентными зонами аномального поля. Глубина и мощность объектов подбираются в процессе моделирования. Для более глубоких горизонтов земной коры использовались данные ГСЗ [1, 3], описанные во введении. Моделирование велось, исходя из двух альтернативных гипотез. Согласно первой гипотезе, основные источники локальных гравитационных аномалий сосредоточены в постройках вулканов, выше уровня моря. Согласно второй, поведение поля определяется в первую очередь структурой основания вулкана, так как строение конуса вулкана предполагалось в основном однородным. Возможно, что приближение к геологической реальности следует искать в комбинации этих гипотез, проверенных известными пределами свойств и некоторыми геолого-геофизическими сведениями.

В ходе моделирования для обеспечения региональной составляющей поля следовало ввести тело мощностью 5 км на глубине от 5 до 10 км при избыточной плотности $0,2 \text{ г/см}^3$, причем ЮВ граница этого тела проходит в 3 км к ЮЗ и параллельно профилю Пдк, а общие размеры в плане примерно соответствуют Ключевскому поднятию (см. рис. 1). На профиле ГСЗ этим параметрам соответствует положение границы кристаллического фундамента ($V_r = 6,0 \text{ км/с}$). Введение такого объекта обеспечивает уровень поля на профиле Пдк и высокие горизонтальные градиенты на профиле Апхч. Столь же необходимо введение в модель, независимо от принятой гипотезы, Хапиченской впадины, имеющей мощность 3 км на

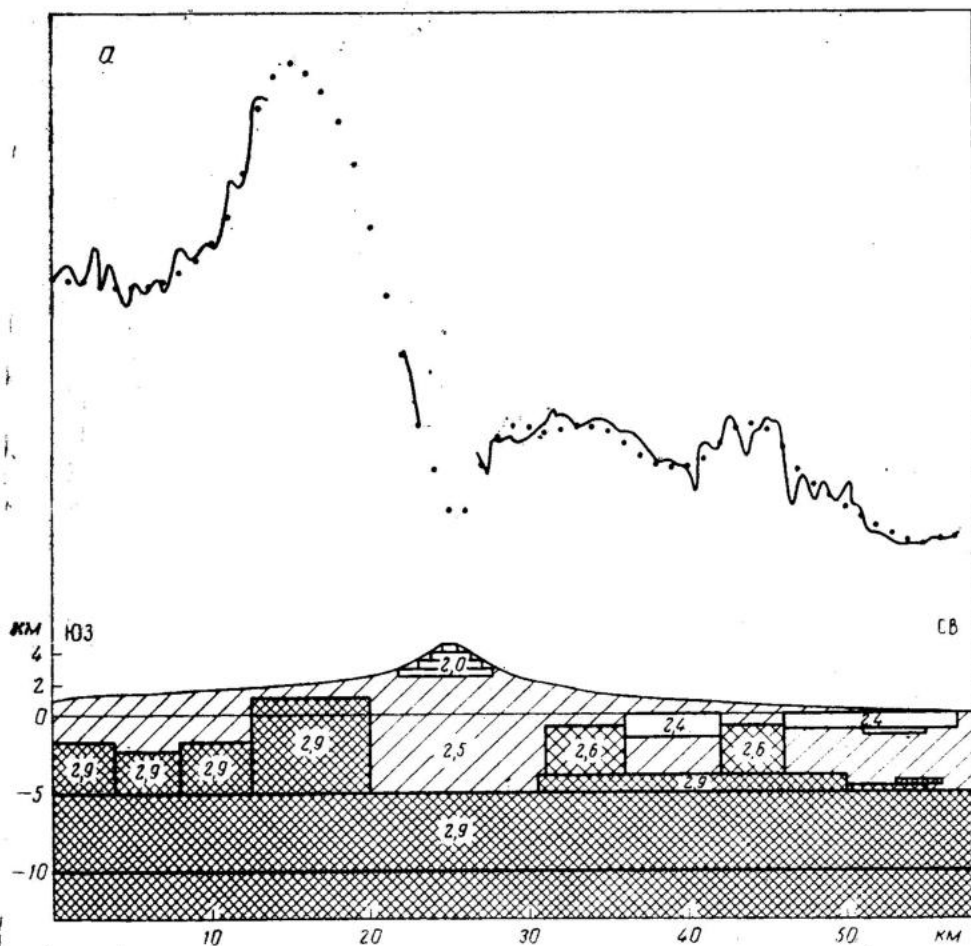


Рис. 6, а

Апахончичском профиле и полутораклометровое погружение на профиле Пдк.

На профиле Пдк, юго-западнее Ключевского вулкана, аномальное поле при реальных значениях плотности пород объектами выше уровня моря не обеспечивается. Для получения максимума на участке профиля 12,5—20 км помимо заполнения объема, ограниченного земной поверхностью, породами с плотностью $3,0 \text{ г/см}^3$ необходимо введение блока плотных пород ниже уровня моря. Сходная ситуация на северо-западном участке профиля Апхч, где массив Плоских вулканов (при плотности $2,8 \text{ г/см}^3$) не восполняет наблюдаемую аномалию. В то же время аномалии на северо- и юго-восточном склонах Ключевского вулкана вполне могут быть подобраны телами различной плотности внутри постройки. На профиле Апхч выше уровня моря плотность должна быть $2,7 \text{ г/см}^3$, а на профиле Пдк достаточно введения пластов с избыточной плотностью (мощностью 300—400 м) в районах прорывов Пийпа — Цирк и южнее конуса Подкова. Между этими районами принимается плотность $2,4 \text{ г/см}^3$.

По второй гипотезе локальные аномалии на профиле Пдк могут быть обусловлены положением блоков фундамента на малых глубинах (1—1,5 км) в юго-западной части профиля и на глубинах $\sim 3 \text{ км}$ — на северо-западной (см. рис. 6). При этом максимум на участке 12,5—20 км обеспечивается в случае подъема пород с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$ на 1,2 км выше уровня моря. На северо-восточной части профиля выше блоков

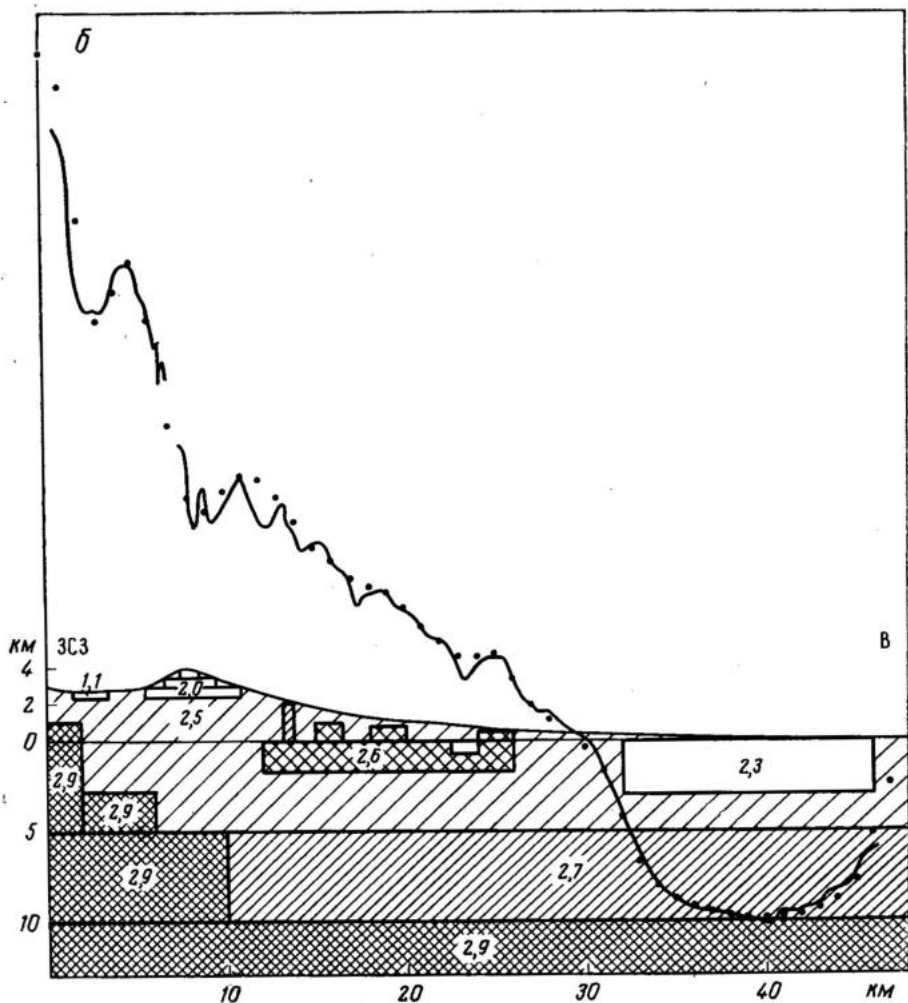


Рис. 6. Гравитационные модели разрезов по профилям Пдж (а) и Апхч (б). Сплошные кривые — наблюдаемое гравитационное поле, точечные — расчетное поле от модели

фундамента располагаются блоки повышенной плотности, между которыми расположены блоки пониженной плотности (под конусами Подкова, Д. Левашова).

На профиле Апхч под Ключевским вулканом происходит резкое воздымание на запад границы пород высокой плотности ($2,9 \text{ г/см}^3$) от глубины 10 до 1 км выше уровня моря (на расстоянии 8 км). На юго-восточной части профиля, соответствующей высотам от 2000 до 500 м, блок пород с плотностью $2,6 \text{ г/см}^3$ располагается ниже уровня моря, а отдельные небольшие блоки в постройке обеспечивают локальные аномалии.

Для полного совпадения модельных и наблюдаемых кривых по обоим профилям необходимо введение низкоплотной вершины (с плотностью $2,0 \text{ г/см}^3$ выше 2500 м) и ледника в перевале между Ключевским и Плоскими вулканами мощностью 300 м и плотностью $1,1 \text{ г/см}^3$. Отметим, что в расчетах по профилям учитывалось влияние всех модельных тел.

Результаты моделирования (геологическая интерпретация). Моделирование по двум основным профилям позволило построить разрезы среды, удовлетворяющие наблюдаемому полю. Обобщая эти разрезы, можно предложить следующую геологическую интерпретацию.

На территории съемки происходит резкий подъем в северо-западном направлении кровли метаморфического кристаллического комплекса от

глубины 10 км в юго-восточной части до 5 км в северо-западной. Линия раздела этих блоков имеет северо-восточное простирание и проходит примерно по линии вулканов. По геологическим данным [4] непосредственно на метаморфитах должен залегать мел-палеогеновый магматический комплекс. В отличие от пород мел-палеогенового фундамента восточных хребтов, представленных осадочно-вулканогенными породами, магматический комплекс включает базальты, интрузии габбро, пироксенитов, перидотитов. Следовательно, плотность мел-палеогенового фундамента может быть близка к плотности метаморфического комплекса. В связи с этим на разрезах выше 5 км условно приняты плотности $2,9 \text{ г/см}^3$ для блоков пород, поднимающихся выше уровня моря западнее и юго-западнее Ключевского вулкана. Геологическая природа этого выступа неясна. Мало вероятно, на наш взгляд, считать этот выступ подъемом мелового фундамента (использование традиционной его плотности $2,7 \text{ г/см}^3$ приводит его к выходу на поверхность). Возможно, что здесь происходит воздымание кристаллического фундамента; однако это предположение может быть справедливо для территории западнее вулканической группы (юго-западный конец профиля ПДК), но кажется сомнительным для описываемого выступа. Более вероятно, в силу его локальности, что выступ представляет собой толщу магнезиальных базальтов (исследование зависимости плотности образцов лав Ключевского вулкана от химического состава показало, что глиноземистые базальты имеют плотность $2,5 \text{ г/см}^3$, магнезиальные — $2,9 \text{ г/см}^3$ и промежуточные — $2,7 \text{ г/см}^3$). Другой возможный вариант интерпретации состоит в предположении, что близповерхностный блок плотных пород, располагающийся между вулканами Камень и Плоскими, является нижней частью периферического магматического очага (основные, ультраосновные породы) этих более древних вулканов.

Породы мелового фундамента, вероятно, слагают нижнюю часть разреза (от 5 до 10 км) восточнее вулканов, в районе Хапиченской впадины, а западнее вулканов располагаются на глубинах 2—3 км, образуя верхнюю часть высокоплотных блоков (от 0 до 12,5 км на профиле Пдк, см. рис. 6, а).

Вышележащая толща неогеновых отложений сложена вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями, включающими и гранитоидные массивы. Верхняя часть этой толщи представлена глиноземистыми андезитобазальтами и базальтами, плагиоклазовыми до мегаплагиофировых. Эти породы имеют плотность $2,5—2,6 \text{ г/см}^3$ и слагают верхнюю часть разреза. По профилю Пдк разрез в целом имеет более высокую плотность, что связано как с положением профиля над поднятым блоком кристаллического фундамента, так и с относительно более плотными блоками ($2,6 \text{ г/см}^3$) на глубинах 1—4 км ниже уровня моря в районе преимущественного расположения конусов побочных прорывов.

В постройке Ключевского вулкана нижняя, более плотная ее часть имеет среднюю плотность $2,5 \text{ г/см}^3$, на фоне которой выделяются отдельные уплотненные участки (до $2,6 \text{ г/см}^3$) в районе расположения конусов. Выше 2,5 км постройка имеет плотность $2,0 \text{ г/см}^3$, что определяется значительным количеством пирокластического материала и отчасти наличием ледяного панциря. Таким образом, гравиметрические данные подтверждают представления тех геологов, которые считают, что вершинные извержения имеют высокий индекс эксплозивности [8].

Массив Плоских вулканов на схеме регионального гравитационного поля (см. рис. 1) целиком вписывается в южную часть Ключевского поднятия. Однако моделирование поля только постройкой вулканов (при эффективной плотности постройки $2,8 \text{ г/см}^3$) не исчерпывает аномалию. Удовлетворительное совпадение модельного и наблюдаемого полей происходит только при введении высокоплотного выступа.

Характеристика других вулканов Ключевской группы этой съемкой не получена. Следует отметить, что распределение голоценовых современных побочных конусов в целом определяется высокоградиентной зоной северо-восточного простирания, отраженной на модельном профиле Апхч. Конусы смещены к периферии Ключевского максимума и отсутствуют в Халиченской впадине, располагаясь по ее северо-западному обрамлению. Вместе с тем собственно на постройке Ключевского вулкана выше высоты 2000 м известны только недавние прорывы, связываемые с вершинным извержением. Сопоставляя эту зону постройки вулкана с разрезами, можно отметить, что соответствующая область под вулканом на глубинах от 0 до 5 км охарактеризована плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$ и имеет ограничения в виде более плотных блоков. На наш взгляд, это обстоятельство может служить косвенным основанием для предположительного выделения периферического магматического очага Ключевского вулкана на глубинах 0—5 км и диаметром около 10 км. Нулевая избыточная плотность пород очага относительно среды с плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$ вполне реальна. Исходя из этого предположения, можно сделать вывод, что основная масса побочных конусов не связана с периферическим очагом Ключевского вулкана, и их положение определяется зоной тектонических нарушений, пронизывающих верхнюю часть земной коры и кристаллический фундамент и разграничивающих разновысокие блоки фундамента. Однако это предположение не имеет подтверждения другими геофизическими методами, а данные сейсмологии ему не противоречат [21].

Данная съемка была сосредоточена на постройке Ключевского вулкана и в нижней части весьма разрежена, поэтому простирание основных тектонических нарушений не определяется. Можно лишь указать на их положение по основным интерпретационным профилям. На профиле Пдк описанные границы блоков в средней и нижней частях разделяют отрезки нивелирного профиля, на которых фиксировался разный характер вертикальных смещений [9]. Примечательной особенностью площадного распределения поля является минимум в районе конуса Билюкай, который, возможно, отражает область разуплотнения в постройке либо погружение блока фундамента. Остальные локальные особенности распределения поля по площади не могут быть достоверно описаны.

Положение Ключевского вулкана относительно аномального гравитационного поля — в зоне высоких градиентов — типично для многих крупных стратовулканов мира. Вулканы Авачинский, Фудзи, Этна также расположены на границе крупных ($\sim 50 \text{ км}$ в поперечнике) положительных и отрицательных аномалий силы тяжести. Эти аномалии создаются как особенностями строения фундамента, так и, возможно, аномальным строением коры в целом. Отрицательные аномалии связываются с депрессиями фундамента [12, 24] и дополнительным воздействием разуплотнения в коре [13]. Положительные аномалии интерпретируются как отражение крупных магматических внедрений основных — ультраосновных пород на глубинах в первые километры и сопутствующего подъема фундамента. На фоне этих региональных гравитационных ступеней выделяются относительно локальные (около 10 км в поперечнике) интенсивные положительные аномалии. На Авачинском вулкане (возраст $\sim 60\,000$ лет [15]) аномалия симметрична относительно кратера и истолковывается периферическим магматическим очагом вулкана. На Этне главная особенность поля — большая (более 25 мГл) положительная аномалия в долине Бове. Предполагается, что ее причиной является нижняя часть древнего магматического очага, расположенного на глубине около 3 км; глубина залегания его верхней кромки 600—800 м [24]. Эта аномалия сходна с описанной выше аномалией на юго-западном склоне Ключевского вулкана. Возможно, более молодые (в сравнении с Авачинским) вулканы Этна и Ключевской еще не обра-

зовали периферических магматических очагов [21], а плотные породы на малых глубинах, эксцентричные относительно современных кратеров, соответствуют ядрам очагов предшествующих вулканических центров.

Выводы

При гравиметрическом изучении конуса Ключевского вулкана получены данные, отражающие строение фундамента вулкана и особенности строения самой вулканической постройки.

1. Ключевской вулкан находится над разломной зоной, разделяющей поднятый (северо-западный) и опущенный (юго-восточный) блоки кристаллического фундамента.

2. Западнее-юго-западнее Ключевского вулкана установлено близповерхностное (выше уровня моря) залегание плотных пород, которые могут представлять собой либо мощную лавовую толщу магнезиальных базальтов, либо нижнюю часть магматического очага правулканов Плоских, приближенную к поверхности.

3. По интерпретационным профилям выявлены границы блоков фундамента, часть которых может оказаться современными активными разломами.

4. Постройка Ключевского вулкана неоднородна: нижняя ее часть (ниже 2500 м) имеет эффективную плотность $2,5 \text{ г/см}^3$, что соответствует преимущественно ее эффузивному составу, а верхняя часть конуса сложена в основном пирокластикой и (с учетом ледяного панциря) имеет среднюю плотность $2,0 \text{ г/см}^3$.

5. Мощность ледника в перевале между Ключевским и Плоскими вулканами составляет 300 м при плотности $1,1 \text{ г/см}^3$.

6. Прямых доказательств существования периферического магматического очага не получено.

7. При интерпретации гравиметрических данных по Ключевскому вулкану использованы модифицированные аномалии Буге (при модельном расчете прямого гравитационного эффекта рельефа) и моделирование трехмерной среды набором прямоугольных параллелепипедов.

Авторы искренне благодарны В. С. Гольцеву и В. А. Никифоровой за помощь в выполнении самых сложных маршрутов, В. П. Кузнецовой, выполнившей весь объем модельных расчетов на ЭВМ, а также выражают признательность всем сотрудникам картбюро и фотолaborатории за помощь в оформлении работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов Г. И., Биккенина С. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
2. Балеста С. Т., Зубин М. И., Каргопольцев А. А., Федорченко И. А. Глубинное строение района извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 514—537.
3. Балеста С. Т., Иванов Б. В., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма/Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 7—16.
4. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Флеров Г. Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 177—209.
5. Виноградов В. Н., Муравьев Я. Д. Взаимодействие лавы и льда на Ключевском вулкане при извержении 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 29—46.
6. Гирина О. А. Инженерно-геологические особенности шлаков Толбачинского дола и их преобразование в ходе поствулканических процессов//Инж. геология. 1986. № 1. С. 32—38.
7. Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана//Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703—705.

8. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 222 с.
9. *Жаринов Н. А., Еремеев Н. Н.* Деформации земной поверхности Ключевского вулкана, предварявшие и сопровождавшие извержение Предсказанное в 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 88—97.
10. *Жаринов Н. А., Энман В. Б., Скуридин Ю. Ф. и др.* Об изучении деформаций земной поверхности на Ключевском вулкане (1978—1982)//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 67—75.
11. *Зубин М. И., Козырев А. И.* Гравиметрия на вулканах (вопросы методики)//Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 54—65.
12. *Зубин М. И., Козырев А. И.* Гравитационная модель строения Авачинского вулкана (Камчатка)//Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 81—94.
13. *Зубин М. И., Таракановский А. А.* Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевой группы вулканов//Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 17—27.
14. *Козырев А. И.* О плотности лав Ключевского вулкана//Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 65—76.
15. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
16. *Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом//Тр. Лаб. вулканол. 1956. Вып. 11. 308 с.
17. *Страхов В. Н., Романюк Т. В.* Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Часть I//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44—63.
18. *Страхов В. Н., Романюк Т. В.* Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Часть II//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 7. С. 64—80.
19. *Страхов В. Н., Лапина М. И., Ефимов А. Б.* Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на основе новых аналитических представлений для элементов полей от основных аппроксимирующих тел. Часть I//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 6. С. 53—69.
20. *Страхов В. Н., Лапина М. И., Ефимов А. Б.* Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на основе новых аналитических представлений для элементов полей от основных аппроксимирующих тел. Часть II//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 7. С. 66—78.
21. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горельчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности//Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3—42.
22. *Федотов С. А., Хренов А. П., Жаринов Н. А.* Ключевской вулкан, его деятельность в 1932—1986 гг. и возможное развитие//Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3—17.
23. *Rymer H., Brown G. G.* Gravity fields and the interpretation of volcanic structures: geological discrimination and temporal evolution//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 27. No. 3/4. P. 229—254.
24. *Neumann R., Evrard P., Coron S.* Interpretation des Travaux Magnetiques et Gravitometriques a l'Etna//Bull. di Geot. Teor. et Appl. 1985. V. XXVII. No. 106. P. 125—152.
25. *Williams D., Abrams G. et al.* Evidence from gravity data for an intrusive complex beneath Mount St. Helens//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 10207—10222.
26. *Yokoyama J., Tajima H.* A gravity survey on volcano Huzi, Japan, by means of Worden gravimeter//Geof. pura e applicata. 1960. V. 45. P. 1—12.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
20.06.1989

Институт физики Земли
АН СССР

УДК 550.344.42:519.27

© 1990 г.

Т. Г. МИХАЙЛОВА, И. Н. ТИХОНОВ, В. А. МАНГУШЕВ,
И. В. НИКИФОРОВ**АВТОМАТИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ НАЛОЖЕНИЯ
СИГНАЛОВ НА СЕЙСМОГРАММЕ ОТ ДВУХ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ТОЛЧКОВ**

Методом моделирования на ЭВМ исследована возможность автоматического обнаружения на трехкомпонентной записи СКД-прибора наложенных сигналов от двух последовательных землетрясений. Предложен пробный вариант алгоритма для решения данной задачи и проведена его настройка на записи дальневосточных землетрясений. Показано, что уверенное обнаружение *P*-волны нового землетрясения на фоне колебаний от первичного толчка возможно, когда магнитуда последнего превышает соответствующую магнитуду первого события не менее чем на 0,7.

AUTOMATIC IDENTIFICATION OF OVERLAPPING OF SIGNALS PRODUCED BY TWO SUBSEQUENT SHOCKS ON A SEISMOGRAM, by Mikhailova T. G., Tikhonov I. N., and Nikiforov I. V. With the help of computer modelling we studied the possibility of automatic identification of overlapping of signals from two subsequent earthquakes on a three-component seismograph record. To solve this problem we suggest an experimental algorithm which has been adjusted to record earthquakes in the Far East. It has been shown that confident identification of *P*-wave of a new earthquake on the background of oscillations from the first shock is possible when magnitude of the latter exceeds the magnitude of the first event by not less than 0.7.

(Received November 27, 1989)

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, 693002, USSR

Введение

В настоящее время на Дальнем Востоке создается Единая автоматизированная система наблюдения за возникновением и распространением цунами и предупреждения о них (ЕАСЦ). Составной частью системы является отдельная автоматизированная сейсмическая станция (АСС), оснащенная прикладным программным комплексом обработки данных наблюдений [5, 7]. Этот комплекс в настоящее время поставлен, адаптирован и успешно функционирует на АСС «Южно-Сахалинск». Аналогичные работы начаты и на других станциях ЕАСЦ [6].

Комплекс обеспечивает последовательное обнаружение и идентификацию на трехкомпонентной записи вступления продольной волны землетрясения в реальном масштабе времени, уточнение момента ее вступления и дальнейшую автоматическую обработку необходимого фрагмента записи с целью определения географических координат и магнитуды землетрясения.

В ходе обработки цифровой записи вполне возможны ситуации наложения на первичную запись волнового пакета от последующего толчка. Тогда возникают два отрицательных момента. Один из них связан с ошибками в определении параметров первого землетрясения, а другой — с фактом пропуска вступления второго события, запись которого вообще не будет обработана.

В службе оперативного предупреждения о цунами это может привести либо к подаче ложной тревоги, либо к пропуску цунамигенного зем-

летрясения. Естественно, и то и другое в практике службы весьма нежелательно. Таким образом, достаточно актуальна задача отслеживания наложенных сигналов с тем, чтобы известить об этом сейсмолога-интерпретатора и изменить схему обработки.

В настоящей работе предпринята попытка исследования возможности автоматического обнаружения последующего толчка на фоне записи первого сейсмического события, зарегистрированного в микросейсмических шумах. Данная работа не претендует дать исчерпывающий ответ на поставленный вопрос, так как является первым шагом, сделанным в этом направлении. Проводилась она путем моделирования подобных ситуаций на ЕС ЭВМ с привлечением архивных сейсмограмм на магнитной ленте.

Постановка задачи, методика и алгоритм обработки данных, настройка алгоритма

Пусть вступление новой P -волны отделено от предыдущей P -волны некоторым интервалом времени Δt_p : $\Delta t_{\min} \leq \Delta t_p \leq \Delta t_{\max}$, где Δt_{\min} определяет зону, в которой разделение волн не может быть выполнено, а Δt_{\max} определяется длиной обрабатываемого участка сейсмограммы. Если $\Delta t_p > \Delta t_{\max}$, то имеем обычный случай обнаружения P -волны на фоне микросейсмического шума или на фоне коды землетрясения [4]. Постановка рассматриваемой здесь задачи рассчитана на более сложный случай и формулируется следующим образом. Требуется с заданным средним временем \bar{T} до ложной тревоги, т. е. со средним временем от момента оценки вступления P -волны до момента ошибочного принятия одной из частей волнового пакета за новую P -волну, обнаруживать приход новой P -волны с минимальным средним запаздыванием ($\bar{\tau}$).

Предлагается последовательность обработки трехкомпонентной цифровой сейсмограммы: 1) частотная и поляризационная фильтрация сейсмограммы с целью улучшения отношения сигнал/шум; 2) обнаружение факта вступления новой P -волны на фоне ранее зарегистрированной с помощью алгоритма кумулятивных сумм (АКС).

Рассмотрим каждый из этих этапов. Обрабатывать сигналы необходимо в реальном масштабе времени, поэтому все процедуры обработки были выполнены в рекуррентной форме. Пусть $\{x_1, \dots, x_i\}$ — трехкомпонентная сейсмограмма, измеренная с заданной дискретностью по времени Δt . Ее обработка начиналась с высокочастотной цифровой фильтрации (ВЧ) измерений $\{x_1, \dots, x_i\}$. Результат фильтрации $\{\tilde{x}_i\}$ подвергался развороту системы координат по сейсмическому лучу и поляризационной фильтрации Флинна [8]. Азимут и угол выхода сейсмического луча оценивались по заданному участку сейсмограммы от момента вступления P -волны с помощью алгоритма из работы [5]. Высокочастотная цифровая фильтрация обеспечивала подавление до приемлемого уровня поверхностных волн первого толчка, а фильтрация Флинна повышала уровень сигнала для повторного события.

Для алгоритма обнаружения использовалась P -компонента $\{y_1, \dots, y_i\}$ отфильтрованной и развернутой сейсмограммы как наименее зашумленная. Признаком появления последующего толчка на P -компоненте являлось резкое увеличение дисперсии σ_y^2 последовательности $\{y_i\}$ из-за сложения сигналов. Для описания $\{y_1, \dots, y_i\}$ использовалась модель авторегрессии p -го порядка:

$$y_t = \sum_{i=1}^p \alpha_i y_{t-i} + \varepsilon_t,$$

где ε_t — последовательность гауссовских независимых случайных величин $E(\varepsilon_t) = 0$, $E(\varepsilon_t^2) = \sigma_\varepsilon^2$. Примем, что модель АР(0) означает последо-

вательность независимых случайных величин. Этот случай будет играть в дальнейшем важную роль.

Пусть в неизвестный момент времени $t_0: t_0 = t_p + \Delta t_p$, где t_p — момент вступления P -волны первого толчка, вступает новая P -волна. Для нашей статистической модели это означает, что

$$y_t = \begin{cases} \sum_{i=1}^p \alpha_i y_{t-i} + \varepsilon_t & \text{при } 1 \leq t < [(t_0 - t_p)/\Delta t] \\ \sum_{i=1}^p \alpha_i y_{t-i} + \sqrt{\gamma} \varepsilon_t & \text{при } t \geq [(t_0 - t_p)/\Delta t], \end{cases}$$

где γ — коэффициент увеличения дисперсии, $[]$ — целая часть числа. Как видно из приведенных соотношений, статистическая модель содержит следующие параметры: (при $p \geq 1$) $\alpha_1, \dots, \alpha_p, \sigma_\varepsilon^2, \gamma$; (при $p=0$) $\sigma_\varepsilon^2, \gamma$.

Параметры модели $\alpha_1, \dots, \alpha_p, \sigma_\varepsilon^2$ или только σ_ε^2 (при $p=0$) естественно образом зависят от конкретного сейсмического события и поэтому в каждом случае оценивались по участку P -компоненты от момента \hat{t}_p до $\hat{t}_p + \Delta t_{\min}$. Коэффициент увеличения дисперсии сигнала γ оценить невозможно, так как он определяется рядом факторов (прежде всего отношением магнитуд двух последовательных толчков). Поэтому приходится задавать некоторое предельное значение γ_0 и считать его параметром настройки.

Блок-схема алгоритма состоит из последовательно выполняемых блоков, которые изображены на рис. 1.

Решающая функция АКС вычисляется следующим образом [3]:

$$g_t = (g_{t-1} + \Delta g_t)^+, \quad (x)^+ = \max(0, x), \quad g_0 = 0, \\ \Delta g_t = \left(\frac{\varepsilon_t^2}{\hat{\sigma}_0^2} - 1 \right), \quad \varepsilon_t = y_t - \sum_{i=1}^p \hat{\alpha}_i y_{t-i},$$

где $\hat{\sigma}_0^2 = \sigma_\varepsilon^2 \gamma_0$. На каждом шаге t решающая функция g_t сравнивается с порогом h и если $g_t > h$, то подается сигнал об обнаружении новой P -волны, т. е. правило остановки имеет вид $t_a = \inf \{t: g_t \geq h\}$. Если $p=0$, то в алгоритме происходит естественная замена: $\varepsilon_t = y_t$.

Кратко остановимся на вопросе настройки алгоритма обнаружения следующего толчка. Параметрами настройки являются частота среза $f_{\text{ср}}$ цифрового ВЧ-фильтра, предельное значение γ_0 увеличения дисперсии сигнала, порядок модели p , порог решающей функции h . Частота среза $f_{\text{ср}}$, а также другие параметры цифрового ВЧ-фильтра (порядок или полуширина окна, вид весовой функции и т. п.) подбирались экспериментально [1]. Предельное значение γ_0 и порядок модели p также были выбраны на основе анализа экспериментального материала. Следует отметить, что выбор γ_0 определяет чувствительность алгоритма обнаружения. Порог решающей функции h вычисляется путем решения интегральных уравнений Фредгольма, исходя из приемлемого среднего запаздывания $\bar{\tau}$ и среднего времени между тревогами \bar{T} [3]:

$$P(Z) = \int_{-\infty}^{-Z} f(x) dx + \int_0^{\tilde{h}} P(x) f(x-Z) dx, \quad 0 \leq Z \leq \tilde{h},$$

$$N(Z) = \int_0^{\tilde{h}} N(x) f(x-Z) dx + 1, \quad 0 \leq Z \leq \tilde{h},$$

$$L = \frac{N(0)}{1 - P(0)},$$

$$f(x) = \begin{cases} l^{-\frac{(x+\alpha)}{2}} \\ \sqrt{2\Gamma(1/2)} \sqrt{x+\alpha} & \text{при } x > -\alpha, \alpha > 0 \\ 0 & \text{при } x \leq -\alpha, \alpha > 0, \end{cases}$$

где $\Gamma(1/2) = \sqrt{\pi}$, $f(x)$ — плотность χ^2 -распределения, смещенного по x на α единиц влево, $\alpha = \hat{\sigma}_0^2 / \sigma_u^2$, $\tilde{h} = h\alpha$, σ_u^2 — истинная дисперсия ε_t , L — среднее время от начала наблюдения (при $g_0 = 0$) до его остановки в момент t_u (при $g_t \geq h$). Зависимость среднего времени L от отношения среднеквадратичных отклонений σ_u / σ_0 при различных h позволяет настроить АКС. Так $\bar{\tau} = L(\sigma_u / \sigma_0)$ при $\sigma_u / \sigma_0 > 1$, $\bar{T} = L(\sigma_u / \sigma_0)$ при $\sigma_u / \sigma_0 < 1$.

Интегральные уравнения Фредгольма решаются численным методом квадратур с ядром $f(x)$. Однако стандартные численные методы решения интегральных уравнений здесь применить нельзя, так как ядро имеет особенность при $x = -\alpha$, т. е. $f(x) \rightarrow \infty$ при $x \rightarrow -\alpha + 0$. Метод, примененный здесь для решения уравнений Фредгольма, состоит в линейной интерполяции функции $P(x)$ (соответственно $N(x)$) между теми узлами, где ядро имеет особенность.

Результаты численных расчетов сведены в виде графиков зависимости $L(\sigma_u / \sigma_0)$ при различных h (рис. 2). С помощью этих зависимостей осуществляется выбор порога h .



Рис. 1

Рис. 1. Блок-схема алгоритма

Рис. 2. Зависимость среднего времени наблюдения от отношения текущей дисперсии процесса к настроенному значению дисперсии. Параметр кривых — порог решающей функции

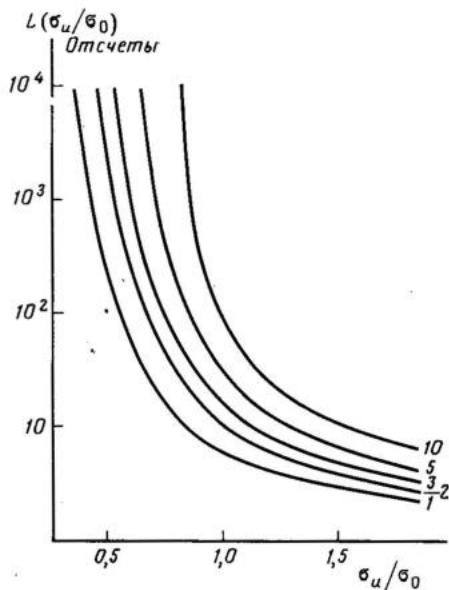


Рис. 2

Характеристика экспериментального материала и результаты расчетов

Исходным материалом послужила выборка записей дальневосточных землетрясений (приборы СКД), полученных в течение 1982—1986 гг. с помощью цифровой сейсмической станции «СЦР — СЦВМ Планета-3», установленной в г. Южно-Сахалинск [2]. Шаг дискретизации записей составлял 0,374 с. Длительность каждой записи определялась объемом оперативной памяти СЦВМ и равнялась примерно 6,5—7 мин. Землетрясения выборки были сгруппированы условно по четырем районам: Камчатка, Средние Курильские острова, Южные Курильские острова и Япония (табл. 1).

Для формирования синтезированных записей подбирались пары сейсмограмм землетрясений, имеющих близкие координаты эпицентра

Таблица 1

**Основные параметры землетрясений, записи которых использовались для
настройки алгоритма и моделирования наложенных сигналов**

Номер землетрясения	Дата землетрясения	Время в очаге, час., мин., сек.	Координаты эпицентра		Глубина очага, км	Магнитуда, MLH	Район
			φ°, N	λ°, E			
1	04. XI. 1980	20 час. 26 мин. 02 сек.	53,7	160,9	26	5,8	Камчатка
2	31. V. 1982	10 21 13	55,1	165,5	40	6,8	
3	21. XI. 1982	23 27 10	55,4	163,4	39	6,8	
4	05. I. 1983	02 01 01	54,7	163,0	20	6,1	
5	08. II. 1983	06 58 40	51,6	160,0	30	6,1	
6	21. III. 1984	02 44 26	49,0	155,8	67	5,8	
7	01. XI. 1984	18 43 39	55,1	163,8	14	6,6	
8	06. III. 1985	22 31 52	55,1	162,5	46	5,7	
9	18. IV. 1985	00 06 32	52,0	159,8	26	6,0	
10	29. VII. 1985	06 32 17	56,1	164,7	44	5,5	
11	18. IX. 1985	01 27 18	49,5	156,0	59	5,1	
12	01. IV. 1986	13 40 45	55,4	162,0	50	5,5	
13	02. V. 1986	10 30 03	55,1	163,9	20	6,3	
14	11. XI. 1982	02 52 08	44,1	149,6	28	5,5	Средние Курильские острова
15	01. V. 1983	18 10 40	46,2	153,7	33	6,6	
16	01. V. 1983	20 11 56	46,2	153,7	33	5,8	
17	02. V. 1983	21 22 43	46,2	153,7	38	5,6	
18	01. VII. 1983	02 23 08	44,2	149,6	37	5,3	
19	09. I. 1985	15 56 13	44,3	149,4	43	4,9	
20	06. II. 1985	13 29 50	44,0	149,4	28	5,5	
21	06. II. 1985	15 27 16	44,0	149,3	28	5,3	
22	08. II. 1985	19 32 20	43,9	149,4	40	5,2	
23	04. VIII. 1986	22 34 38	46,4	153,2	36	5,7*	
24	21. III. 1982	10 22 34	42,1	142,6	40	5,9*	Южные Курильские острова
25	03. IX. 1982	01 32 00	43,8	148,6	40	6,2	
26	13. IX. 1983	03 32 08	43,0	147,9	24	5,3	
27	20. XI. 1983	00 44 43	43,6	148,5	30	6,5	
28	30. XI. 1983	02 56 47	41,8	142,9	56	6,0	
29	06. III. 1984	14 55 18	42,5	142,9	107	6,4*	
30	02. II. 1985	11 06 47	43,7	147,7	39	5,3	
31	29. IV. 1985	02 19 59	41,5	142,1	59	5,9	
32	06. VI. 1986	04 12 31	43,8	147,8	33	5,4*	
33	26. V. 1983	14 12 23	40,2	139,1	42	5,1	Япония
34	31. V. 1983	23 19 10	40,8	139,3	27	5,1	
35	09. VI. 1983	10 23 31	40,2	139,1	27	5,3	
36	09. VI. 1983	12 49 01	40,2	138,9	23	6,1	
37	18. VI. 1983	22 13 31	40,1	139,0	29	5,4	
38	12. VIII. 1985	03 49 17	37,7	141,9	52	6,4	
39	02. III. 1986	07 09 26	38,5	142,3	33	6,0	

* Магнитуда по шкале MSH

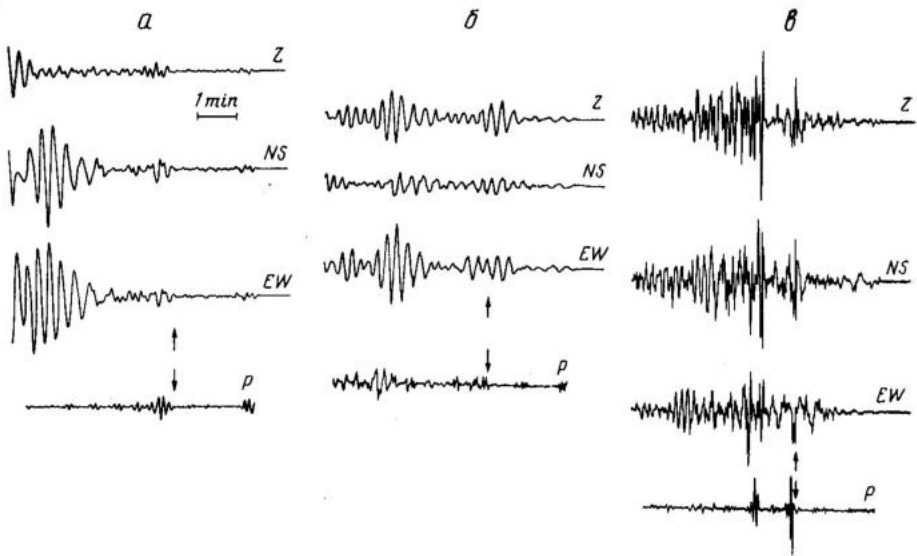


Рис. 3. Три примера синтезированных сейсмограмм *a*, *б*, *в* до этапа частотной и поляризационной фильтраций (верхние тройки компонент Z, NS, EW) и после него (*P*-компонента). Для синтеза использованы записи землетрясений 4—3 из района Камчатки (*a*), 19—14 — Средних Курильских островов (*б*) и 24—29 — Южных Курильских островов (*в*). Стрелками отмечены моменты начала наложения записей. Временная ось направлена влево. *P*-компонента второй пары землетрясений приведена в масштабе 10:1

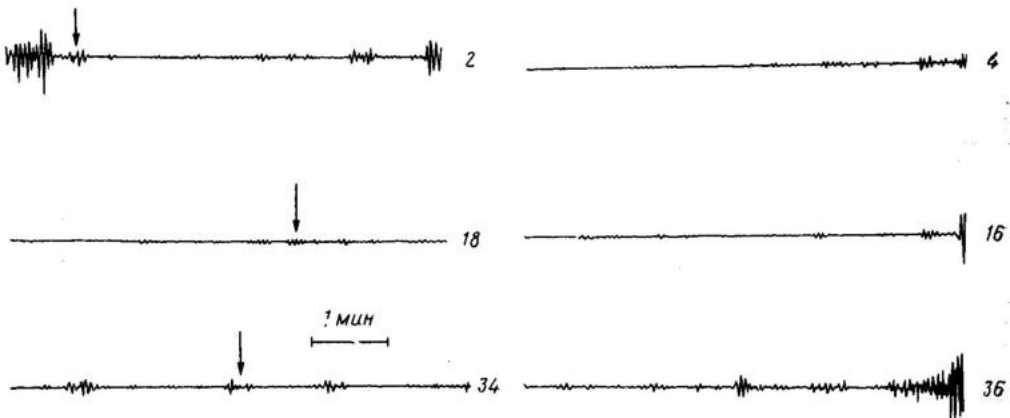


Рис. 4. Примеры исходных отфильтрованных записей (*P*-компонента). Слева — записи с ложными обнаружениями волн, справа — без таковых. Стрелками указаны моменты ложных вступлений. Временная ось направлена влево

(в пределах $1-2^\circ$) и отличающихся по магнитуде на $0,2-1,0$. Тем самым предполагалось, что вероятность регистрации следующего толчка (форшока или афтершока) в течение 7 мин. (т. е. длительности обрабатываемого отрезка сейсмограммы) значительно выше вероятности регистрации события из другого района, которой можно пренебречь. В качестве первичной выбиралась запись землетрясения с меньшей магнитудой, а на нее с определенной точки накладывалась сейсмограмма более сильного толчка. Для полноты картины из каждой пары исходных записей образовывались три синтезированных записи для того, чтобы начальная точка наложения отвечала разным участкам первичной сейсмограммы: интервалу *S-P*, *S* — поверхностным волнам. Примеры синтезированных записей и результаты их фильтрации приведены на рис. 3.

На первом этапе расчетов необходимо было определить значения параметров настройки, обеспечивающие не превышение требуемого процента ложных обнаружений (β) по каждому из выделенных районов, если такие местные различия обнаружатся. С этой целью по вышеизложенной методике были обработаны все исходные записи землетрясений из табл. 1. Вследствие малости подвыборок параметр β был принят равным 7,7% (одно ложное обнаружение на 13 исходных сейсмограмм).

Для Камчатского района удовлетворительная настройка была достигнута при $f_{cp}=0,1$ Гц, $\gamma_0=2$, $\bar{T}=748$ с, $p=0$. Одно ложное срабатывание алгоритма произошло на «рабочей» P -компоненте записи землетрясения № 2, в результате того, что в конце ее отфильтровалось достаточно интенсивное вступление фазы P_cP (рис. 4). Следует отметить также запись землетрясения № 7, для которой решающая функция алгоритма близко подходила к пороговому значению ($h=7,4$; $(g_t)_{max}=6,7$). Увеличение частоты среза до 0,2 Гц привело к ухудшению настройки, выразившемуся в появлении двух ложных срабатываний алгоритма (№ 2, 7) и близости к обнаружению на записи № 3.

Расчеты для землетрясений из других районов показали необходимость закругления настройки до значений $\gamma_0=8$ и $\bar{T}=3740$ с. Остальные параметры оставались прежними. Закругление алгоритма было, по-видимому, связано с переходом от одного диапазона эпицентральных расстояний (1000—1900 км), свойственного камчатским землетрясениям, к другому (500—1000 км), в котором уровень вторичных продольных волн оказался выше. На рис. 4 представлены «рабочие» P -компоненты сейсмограмм с ложными обнаружениями (№ 18, 34) и три примера (№ 4, 16, 36), не дающие таковых. Каких-либо заметных различий подвыборок сейсмограмм по данным трем районам в плане подбора настроечных характеристик выявить не удалось, поэтому далее эти данные объединялись в одну подвыборку.

В табл. 2 приведены пары сейсмограмм, отобранные для формирования наложенных записей и проведения по ним расчетов с целью идентификации наложений. Как отмечалось выше, суммирование сейсмограмм проводилось в трех вариантах, начиная с запаздываний относительно момента вступления P -волны на 130, 200 и 270 с соответственно. Результаты фильтрации синтезированных записей, частично отраженные на рис. 3, дают представление об улучшении отношения сигнал/помеха. И если на сформированных записях визуально определить момент наложения сигнала трудно, то после фильтраций положение этого момента на сейсмограмме более очевидно.

Эксперименты по обнаружению разладки процесса, т. е. появлению новой P -волны, проводились как с использованием АР-модели, так и без нее. Для сравнения результатов работы обоих вариантов алгоритма соответствующие данные сведены в табл. 3, где под термином «полное обнаружение» понимается срабатывание алгоритма для всех трех запаздываний нового сигнала, а «пропуск» означает соответственно невыделение волны. На основе этой таблицы можно сделать вывод о том, что привлечение АР-модели не приводит к существенному улучшению результатов идентификации наложений сигналов по сравнению с использованием «дисперсионного» варианта алгоритма.

Для уверенного обнаружения разладки необходимо, чтобы магнитуда последующего толчка превосходила аналогичную магнитуду первичного не менее чем на 0,7. При этом моменты вступлений повторных событий определяются с приемлемой точностью для всех районов независимо от того, в какой части первичной записи происходило наложение — на участке $S-P$ или в области поперечных и поверхностных волн.

Следует только отметить, что для глубокофокусных землетрясений в отличие от мелкофокусных сравнение магнитуд необходимо делать не по поверхностным, а по объемным волнам (лучше брать магнитуду

Таблица 2

Перечень пар землетрясений, отобранных для формирования синтезированных записей

Район	Номер землетрясения в парах		Разность магнитуд
Камчатка	4	3	0,7
	10	8	0,2
	10	13	0,8
	11	6	0,7
Средние Курильские острова	16	15	0,8
	17	15	1,0
	23	16	0,4
	19	14	0,6
	19	18	0,4
	19	20	0,6
	19	21	0,4
Южные Курильские острова	25	27	0,3
	26	25	0,9
	30	25	0,9
	32	26	0,6
	32	30	0,6
	29	28	0,8
	24	29	0,5
	29	31	0,7
Япония	33	36	1,0
	35	36	0,8
	37	36	0,7
	39	38	0,4

Таблица 3

Результаты работы алгоритма идентификации наложения сейсмических сигналов

Вариант алгоритма	Полное обнаружение (количество пар)	Частичный пропуск (количество пар)	Пропуск (количество пар)
Без модели	15	3	5
С моделью	15	4	4

MSH). То же можно рекомендовать и в случае смешанной пары, когда одно событие с нормальной глубиной, а другое — глубокофокусное. Принятое сравнение сейсмических сигналов по магнитуде событий достаточно наглядно характеризует эффективность работы обнаружителя, хотя и имеет свои недостатки. Так, в частности, оно не адекватно отражает отношение сигнал/помеха (ρ) для различных пар, да и сама магнитуда оценивается с ошибкой, что также влияет на достоверность величины ρ .

В целом точность полученных оценок такова. Расхождения с истинными временами вступления новой Р-волны в 76% случаев не превышали 5 с и в 91% случаев — 11 с.

Описанный алгоритм обработки трехкомпонентной записи может быть реализован в реальном масштабе времени на мини-ЭВМ.

Выводы

1. Предложена методика и алгоритм автоматического обнаружения по трехкомпонентной записи в реальном масштабе времени наложения сигналов от двух следующих одно за другим землетрясений (форшоков, либо афтершоков).

2. На выборке из 39 записей дальневосточных землетрясений показана эффективность применения предложенного алгоритма в случаях,

когда последующий толчок превосходит первичный по магнитуде не менее чем на 0,7. При этом происходит уверенное обнаружение наложений и ошибки в оценке момента прихода новой *P*-волны в 76% случаев не превышает 5 с, а в 91% случаев — 11 с.

3. Обнаружена зависимость значений параметров настройки алгоритма от принадлежности сейсмического события к определенному району. В частности, на имевшемся материале удалось подобрать более тонкую настройку на камчатские землетрясения по сравнению с курило-японскими. Данная зависимость, по-видимому, обусловлена уровнем вторичных продольных волн в соответствующих интервалах эпицентральных расстояний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антонью А.* Цифровые фильтры. Анализ и проектирование. М.: Радио и связь, 1983. 320 с.
2. *Моргунов А. Н., Сен Рак Се.* Автоматизированный комплекс для цифровой регистрации и первичной обработки землетрясений//Вопросы долгосрочного и оперативного прогноза цунами: Тез. докл. совещания по проблеме цунами. Южно-Сахалинск, 10—13.VIII.1981. Владивосток, 1981. С. 105.
3. *Никифоров И. В.* Последовательное обнаружение изменения свойств временных рядов. М.: Наука, 1983. 199 с.
4. *Никифоров И. В., Тихонов И. Н.* Автоматическое обнаружение и оценка момента вступления *P*-волны в процессе регистрации землетрясения//Оперативный и долгосрочный прогноз цунами. Владивосток: ДВНЦ АН СССР: СахКНИИ, 1983. С. 46—55.
5. *Никифоров И. В., Тихонов И. Н.* Пакет алгоритмов для первичной оперативной обработки трехкомпонентной сейсмограммы: Препринт Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 60 с.
6. *Сопнева Т. В., Тихонов И. Н.* Некоторые результаты моделирования оперативной автоматической обработки сейсмограмм//Тез. докл. XVI конф. молодых ученых и специалистов. Южно-Сахалинск, 1989. С. 26.
7. *Тихонов И. Н., Никифоров И. В., Михайлова Т. Г.* Описание подпрограмм для первичной оперативной обработки трехкомпонентной сейсмограммы: Препринт Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1987. 59 с.
8. *Флинн Е. А.* Анализ сигналов с использованием прямолинейности и направленности движения частиц//Тр. ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике. 1965. № 12. С. 2085—2087.

Институт морской геологии
и геофизики ДВО АН СССР
г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
27.XI.1989

УДК 550.34

© 1990 г.

Ю. Ю. МЕЛЬНИКОВ

**ПАКЕТ ПРОГРАММ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ
ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТКИ НА ЭВМ**

Разработан пакет программ для расчета положения, размеров и строения области возможного местоположения гипоцентра землетрясения в пространстве с учетом точности вычисления исходных данных — времен первых вступлений P - и S -волн, станционных годографов времен пробега P -, S -волн, времени в очаге, координат регистрирующих станций. В пакет входят: программа 1 — расчет координат гипоцентра на основе использования информации о временах пробега P -, S -волн при предварительном вычислении времени в очаге; программа 2 — расчет координат гипоцентра на основе использования информации о разностях времен прихода P -, S -волн на регистрирующие сейсмостанции без вычисления времени в очаге; программа 3 — расчет координат гипоцентра на основе использования информации о временах прихода P -, S -волн от землетрясений района, координаты которых известны.

Производится анализ достоинств и недостатков существующих методик (программ) расчета координат гипоцентров землетрясений Камчатки на ЭВМ, даются сравнительные характеристики этих методик и предложена программа пакета.

COMPUTER-BASED PROCEDURE FOR LOCATING HYPOCENTERS OF EARTHQUAKES IN KAMCHATKA, by Melnikov Yu. Yu. A package of computer programs is suggested for calculating the location, size and configuration of earthquake hypocenter area. Calculations are made considering the accuracy of initial data: first arrivals and travelling time of P - and S -waves, origin time, and coordinates of recording stations. The package consists of following programs for calculating the hypocenter coordinates: Program 1 — by using data on P - and S -wave travelling time for preliminary computations of origin time; Program 2 — by using data on differences between P - and S -wave first arrivals, without computations of origin time; Program 3 — by using data on P - and S -wave first arrivals, obtained for areal earthquakes with known coordinates.

In addition, a number of present-day computer-based procedures for locating hypocenters of Kamchatkan earthquakes is analyzed in comparison with characteristics of the suggested procedure.

(Received October 27, 1989)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, USSR

ВВЕДЕНИЕ

Работы по исследованию сейсмического режима отдельных районов Камчатки с помощью локальных сетей автономных сейсмических станций (АСС) приводят к необходимости решения ряда задач по совершенствованию существующих к настоящему времени в Институте вулканологии методик определения координат гипоцентров землетрясений Камчатки.

Необходимость создания данного пакета программ связана с неудовлетворенностью качеством и полнотой представляемых программами [1, 3] оценок размеров и местоположения областей возможного положения гипоцентров. Кроме того, полное отсутствие в ряде случаев в исходных данных информации о временах прихода первых S -волн напрямую ограничивает область применения программ [1, 3].

Основные проблемы, возникающие при использовании программ [1, 3], и предложенные пути их преодоления представлены ниже при описа-

нии алгоритма поиска местоположения гипоцентра землетрясения каждой из программ данного пакета.

В то же время, несмотря на подчеркнутые ниже различия, критерий выбора гипоцентра программами данного пакета наиболее близок к критерию выбора гипоцентра программы [3], опирающемуся на реалистические представления о характере и величине ошибок, участвующих в расчете величин.

Для отладки и опробования программ представленного пакета использованы данные наблюдений временных локальных сетей АСС и камчатской региональной сети сейсмических станций, а также информация о величине и структуре ошибок исходных данных и годографов P - и S -волн, изложенная в работе [3].

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

В основу расчета координат гипоцентров землетрясений представлены ниже тремя методами (программами) положено предположение о том, что гипоцентр землетрясения — точечный источник P - и S -волн, характеризующийся четырьмя параметрами X, Y, H, t (t — время в очаге). Отметим, что подобное предположение лежит в основе большинства известных алгоритмов расчета координат землетрясений.

Остановимся на деталях алгоритма, общих для всех трех представляемых программ.

Имеем (в общем случае) экспериментальную информацию о временах $\{TPi, TSi\}$ первых вступлений P -, S -волн на сейсмостанции регистрирующей сети; i — здесь и далее порядковый номер сейсмостанции. На основе используемой модели скоростного строения среды для каждой точки (X, Y, H, t) возможен теоретический расчет времен $\{GPi, GSi\}$ первых вступлений тех же типов волн на регистрирующие сейсмостанции.

Принятый нами критерий выбора положения гипоцентра выражается в следующем виде.

За область возможного положения гипоцентра землетрясения, характеризующегося временами вступлений волн $\{TPi, TSi\}$, принимаются все точки среды $\{X, Y, H, t\}$, для которых выполняется следующее условие:

$$W(X, Y, H, t) = PP * \sum_{i=1}^{NP} QPi (TPi - GPi)^2 / DPi^2 + \\ + PS * \sum_{i=1}^{NS} QSi (TSi - GSi)^2 / DSi^2 \leq 1, \quad (1)$$

где $W(X, Y, H, t)$ — функция невязки; NP, NS — общее количество зарегистрированных фаз вступлений P -, S -волн соответственно; PP, PS ($PP + PS = 1$) — веса, регулирующие вклад методов расчета параметров гипоцентров на основе использования информации о временах вступлений только P или S соответственно; $QPi, QSi \cdot \left(\sum_{i=1}^{NP} QPi = 1, \sum_{i=1}^{NS} QSi = 1 \right)$ — станционные веса, зависят, например, от азимутальной расположенности станций по отношению к гипоцентру, удаленности от гипоцентра и других причин; DPi, DSi — возможные ошибки измерения (расчета) величин $(TPi - GPi)$ и $(TSi - GSi)$ соответственно; $(TPi - GPi)^2 / DPi^2, (TSi - GSi)^2 / DSi^2$ — станционные невязки.

При выборе области решения согласно критерию (1) предполагается «общий вариант», когда функции взаимозависимости величин TPi, TSi, GPi, GSi неизвестны и разности $(TPi - GPi), (TSi - GSi)$ могут принимать любые значения независимо от значений TPi, TSi, GPi, GSi для других станций и типов волн. В случае существования определенных зависимостей между величинами TPi, TSi, GPi, GSi область решения будет

находиться внутри области решения «общего варианта» и определяться видом функции невязки, построенной на базе функции (1) с учетом выявленных зависимостей (см., например, критерии выбора гипоцентра для любой из представляемых в этой работе программ).

Подчеркнем, что при выборе решения согласно предложенному критерию (1) в отличие от программы [3] не предполагается при оценке величины невязки в точке с $W_{\min} = \min_{X, Y, H, t} W(X, Y, H, t)$ выбраковка (введение

$QPi=0$ или $QSi=0$) данных, дающих стационарную невязку больше 1. Подобное исключение из счета информации о тех или иных фазах вступлений используемых волн означает, что в рамках используемой модели среды при выборе области решения необходимо и достаточно совпадение наблюдаемых времен вступлений с расчетными хотя бы для части станций и типов волн, а единственно возможной причиной несовпадения наблюдаемых и расчетных времен вступлений волн на оставшихся станциях считается наличие ошибок идентификации вступлений или других грубых ошибок оператора. Однако положение, когда $W_{\min} > 1$, в общем случае означает, что наши предположения о свойствах очага и скоростном строении среды, точности отсчета (вычисления) участвующих в расчете невязки (1) величин в целом неверны и, следовательно, вычисление на их основе параметров гипоцентров хотя бы по части станций и фаз вступлений приводит к ошибкам в оценке положения очага. Кроме того, существующий аппаратно-методический комплекс воспроизведения и обработки данных сети АСС [5], реализующий возможность быстрого доступа к любой записи и воспроизведения ее в различных режимах, обеспечивает тщательность в выборе материала и возможность проверки правильности идентификации вступлений в требуемых случаях. Поэтому предлагается выбор гипоцентра согласно критерию (1), когда считается необходимым «суммарное» совпадение наблюдаемых и расчетных времен вступлений для всех станций регистрации и типов волн.

Поиск возможного положения гипоцентра происходит путем вычисления значений функции невязки W в определенных точках среды, направленного движения в сторону уменьшения невязки на заданных горизонтах глубин (интервал глубин и шаг по глубине задается интерпретатором в качестве рабочего параметра) и определения координат точки с минимальной невязкой на каждом из горизонтов. Затем оценивается — есть ли точки с $W \leq 1$. Если таких точек не найдено, то дается сообщение об отсутствии решения с распечаткой координат и стационарных невязок точки, реализующей W_{\min} .

Если на заданных горизонтах глубин точки с $W \leq 1$ есть, то оценивается количество отдельных областей (не связанных между собой по глубине) возможного положения гипоцентра. Затем методом опроса значений функции невязки в заданных точках среды производится оконтуривание каждой такой области и оценки ее проекции на плоскости XH , YH или любые другие плоскости, заданные интерпретатором. На печать выдаются значения $\bar{X} = \sum_j X_j/J$, $\bar{Y} = \sum_j Y_j/J$, $\bar{H} = \sum_j H_j/J$ (J — количество точек с $W(X_j, Y_j, H_j, t_j) \leq 1$), оценки максимальных отклонений от среднего вдоль осей координат, а также координаты точки W_{\min} с распечаткой значений стационарных невязок в этой точке. Подчеркнем, что координаты точки W_{\min} в общем случае не совпадают с координатами \bar{X} , \bar{Y} , \bar{H} центра области решения.

Кроме того, на печать выдается рисунок геометрического расположения области решения в пространстве, знание которого немаловажно в случаях сложного строения такой области, изучения взаимного положения близких событий.

К видимым недостаткам предложенного алгоритма поиска местоположения гипоцентра относится возможность попадания в процессе поис-

ка точки W_{\min} в боковой, неглобальный, минимум функции невязки, при наличии таковых. Хотя алгоритмом предусмотрен ряд мер, способствующих нахождению точки глобального минимума функции невязки, возможность существования других областей решения, не найденных программой, остается. Отметим, что подобный недостаток присущ большинству известных методик расчета параметров гипоцентров, в частности [1, 3].

В представленных ниже программах пакета использованы готовые модули программы [1] — подпрограмма расчета годографа на основе заложенного скоростного разреза горизонтально-однородной среды, подпрограммы пересчета геодезических координат в декартовые и обратно, а также ряд идей по оптимизации процесса поиска положения гипоцентра в пространстве, предложенных сотрудником Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР П. И. Сургучевым.

Программа расчета координат гипоцентров землетрясений на основе использования информации о временах пробега P - и S -волн (Программа 1)

При определении параметров гипоцентра этой программой используется информация о времени возникновения землетрясения T_0 ($T_0 \in TO$, TO — некое множество), известном из независимых источников, либо вычисленном согласно графика Вадати непосредственно после ввода станционных данных.

За гипоцентр землетрясения принимаются все точки $\{X, Y, H\}$ среды, для которых выполняется условие: найдется такое значение $T_0 \in TO$, что

$$W(X, Y, H, T_0) = PP * \sum_{i=1}^{NP} QPi(TPi - T_0 - GPi)^2 / DPi^2 + \\ + PS * \sum_{i=1}^{NS} QSi(TSi - T_0 - GSi)^2 / DSi^2 \leq 1, \quad (2)$$

где TPi , TSi — наблюдаемые времена первых вступлений P -, S -волн; $GPi = GPi(X, Y, H, T_0)$, $GSi = GSi(X, Y, H, T_0)$ — расчетные времена пробега P -, S -волн до сейсмостанций наблюдательной сети; DPi , DSi — ошибки определения величин $(TPi - T_0 - GPi)$ и $(TSi - T_0 - GSi)$ соответственно.

Математическое выражение и смысл других параметров функции (2) совпадают с принятыми ранее.

Предполагается, что функции взаимозависимости времен TPi , TSi , GPi , GSi неизвестны, а ошибки в определении каждой из этих величин распределены по нормальному закону с нулевым средним. Тогда оценки точности DPi и DSi могут быть представлены в следующем виде:

$$DPi^2 = DTPi^2 + DGPi^2, \quad DSi^2 = DTSi^2 + DGSi^2,$$

где $DTPi$, $DTSi$ — ошибки снятия времен вступлений P -, S -волн; $DGPi$, $DGSi$ — ошибки вычисления времен годографов GPi и GSi .

Следует учитывать, что ошибки станционных годографов $DGPi$, $DGSi$ «складываются» из ошибок, связанных с неопределенностью скоростных характеристик среды на трассах пробега волн, и ошибок, связанных с неточностью вычисления координат регистрирующих станций.

В реализованном варианте программы 1, предназначенном для расчета параметров землетрясений Камчатки, сделаны следующие основные предположения: а) станционные годографы P -, S -волн — общие для всех станций на базе среднекамчатского годографа [4]. Значения величин возможных ошибок годографов $DGPi$ и $DGSi$ взяты согласно работе

[3]; б) подпрограммой определения интервала возможного значения времени в очаге в качестве TO принимается все множество времен T , удовлетворяющих условию:

$$K_{\min} + 1 \leq (TS_i - T) / (TP_i - T) \leq K_{\max} + 1; i = 1, 2, \dots, NS,$$

где K_{\max} и K_{\min} — границы интервала возможных значений угла наклона графика Вадати района работ.

Если таких значений времен T не найдено, то дается соответствующее сообщение на печать.

Представленная программа существенно отличается от аналогичных программ, использующих информацию о временах пробега P -, S -волн при предварительном вычислении времени в очаге и применяемых в Институте вулканологии для расчета координат землетрясений Камчатки. К этим отличиям относятся.

1. Возможность учета представленной программой ошибок в оценке положения очага, связанных с неопределенностью вычисляемых значений времени в очаге. Программы [1, 3] не учитывают подобных ошибок.

2. Определение размеров области решения представленной программой происходит методом прямого оконтуривания такой области с помощью опроса значений функции невязки в заданных точках среды. Процедура расчета, реализованная в программе [3], когда за центр области решения принимается точка минимума невязки, а размеры области решения вычисляются через значения первых производных годографа по координатам в этой точке, приводит к неизбежным ошибкам в оценке размеров области решения и ее формы. В частности, согласно [3], проекция области решения всегда эллипсоид, тогда как реальная конфигурация области решения зачастую имеет более сложную форму.

3. Количество отдельных областей решения, не связанных по глубине, может быть любое, причем оценки размеров даются программой 1 для каждой такой области. В программе [3] максимальное количество областей решения — 2, причем оба решения выбираются на основе поиска минимума функции невязки и не проводится проверки — действительно ли это две пересекающиеся отдельные области или одна непрерывная область с несколькими минимумами функции невязки.

4. С помощью подбора весов PP и PS в программе 1 можно регулировать вклад методов расчета параметров гипоцентров на основе использования информации о временах пробега только продольных или поперечных волн, ибо в зависимости от удаленности, количества и окружения станций регистрации, точности знания годографов P - или S -волн и ряда других причин размеры области решения могут существенно зависеть от соотношения весов PP и PS . Программы [1, 3] лишены такого механизма.

Более детальное сравнение программы 1 с программой [1] затруднено вследствие существенного различия критериев выбора решения — в качестве возможного положения гипоцентра программой [1] принимается лишь точка минимума принятой в [1] функции невязки. Подобный подход к вопросу поиска положения гипоцентра при отсутствии анализа значения функции невязки в точке минимума и учета влияния на решение возможных ошибок исходных данных представляется некорректным.

**Программа расчета координат гипоцентров землетрясений
на основе использования информации о разностях времен прихода
 P - и S -волн на регистрирующие сейсмостанции
(Программа 2)**

Каждое землетрясение характеризуется разностью времен первых вступлений P -волн на сейсмостанции наблюдательной сети относительно опорной k -й сейсмостанции $\{\Delta TP_i\} = \{TP_i - TP_k\}$, $i = 1, 2, \dots, NP$ и раз-

ностью времен прихода первых S - и P -волн $\{SPi\}=\{TSi-TPi\}$, $i=1, 2, \dots, NS$.

Обозначим через TPK область возможного значения времени вступления TPk , через $GPK=GPK(X, Y, H, t)$ область возможного значения расчетного времени пробега P -волны GPK из точки (X, Y, H, t) до опорной k -й сейсмостанции.

За гипоцентр землетрясения программой 2 принимаются все точки $\{X, Y, H, t\}$ среды, для которых выполняется условие: найдутся такие значения $TPk \in TPK$ и $GPK \in GPK$, что

$$W(X, Y, H, t) = PP * \sum_{\substack{i=1 \\ i \neq k}}^{NP} QPi (\Delta TPi - \Delta GPi)^2 / DPi^2 + \\ + PS * \sum_{i=1}^{NS} QSi (SPi - GSPi)^2 / DSi^2 \leq 1, \quad (3)$$

где $\Delta GPi = GPi - GPK$, $GSPi = GSi - GPi$; DPi , DSi — здесь ошибки измерения (вычисления) величин $(\Delta TPi - \Delta GPi)$ и $(SPi - GSPi)$ соответственно.

Математическое выражение и смысл других параметров функции (3) совпадают с принятыми ранее.

При оценке области решения согласно неравенству (3) предполагается, что функции взаимозависимости величин TPi , TSi , GPi , GSi неизвестны, а ошибки определения каждой из этих величин распределены по нормальному закону с нулевым средним. Тогда оценки ошибок измерения DPi и DSi при заданных значениях TPk и GPK могут быть представлены в следующем виде (в принятых ранее обозначениях):

$$DPi^2 = DTPi^2 + DGPi^2, \quad DSi^2 = DTSi^2 + DTPi^2 + DGSi^2 + DGPi^2.$$

Преимущество программы 2 по сравнению с программой 1 в отсутствие необходимости при решении задачи поиска положения гипоцентра в пространстве (X, Y, H) предварительного вычисления или знания времени в очаге. Избавлены от ошибок определения координат, связанных с неопределенностью To . В частности, программа 2 применима при полном отсутствии информации о временах прихода первых S -волн (в этом случае расчет осуществляется на основе использования информации о временах $\{TPi\}$ или при сбое службы времени на станциях (при этом используется информация о величинах $\{SPi\}$ на станциях регистрации).

В реализованном варианте программы 2, предназначенном для расчета координат землетрясений Камчатки, станционные годографы P - и S -волн совпадают с принятыми для программы 1.

В качестве опорной рекомендуется использовать сейсмостанцию с наименьшим временем вступления P -волны.

**Программа вычисления координат гипоцентров землетрясений
на основе использования информации
о временах прихода первых P - и S -волн из источника,
координаты которого известны
(Программа 3)**

Создание данной программы является результатом решения задачи поиска эффективной методики использования сейсмологической информации, накопленной за время работы временных локальных сетей АСС в различных районах, для повышения точности определения координат гипоцентров землетрясений этих районов по данным постояннодействующей региональной сети.

Смысл предлагаемой методики в использовании известной информации о временах вступлений P -, S -волн на регистрирующие станции из

определенных точек среды (гипоцентров) калибровочных землетрясений, параметры которых определяются наиболее тщательно. Предполагается возможность пересчета смещения в пространстве гипоцентра возможного землетрясения относительно гипоцентра калибровочного события в соответствующие этому смещению изменения времен пробега волн на регистрирующие сейсмостанции [2, 6].

Перейдем к описанию предлагаемого варианта решения поставленной задачи.

В качестве критерия выбора решения может быть использован как критерий программы 1, так и критерий программы 2, описанные выше. Математическое выражение и смысл соответствующих параметров даны формулами (2) и (3). Отличие заключается в механизме вычисления величин G_{Pi} и G_{Si} и соответственно величин DG_{Pi} и DG_{Si} . В программах 1 и 2 при вычислении значений G_{Pi} и G_{Si} используются времена пробега соответствующих типов волн, согласно заложенных в программу стационарных годографов. В представленной программе 3 при вычислении величин G_{Pi} , G_{Si} и DG_{Pi} , DG_{Si} предлагается использовать информацию об известных временах пробега волн из гипоцентра калибровочного землетрясения и информацию о поведении функций стационарных годографов в его окрестностях.

Предполагается, что для любой сейсмостанции функции $G_{Pi}(X, Y, H, t)$ и $G_{Si}(X, Y, H, t)$ времен пробега P -, S -волн из точки (X, Y, H, t) на i -ю сейсмостанцию непрерывны и дифференцируемы по X, Y, H, t во всем рассматриваемом объеме пространства. Тогда на основании формулы Тейлора имеем (опуская обозначение типа волны):

$$\begin{aligned} G_i(X_0 + \Delta X, Y_0 + \Delta Y, H_0 + \Delta H, t_0 + \Delta t) = \\ = G_i(X_0, Y_0, H_0, t_0) + \Delta X * (\partial G_i / \partial X)_q + \\ + \Delta Y * (\partial G_i / \partial Y)_q + \Delta H * (\partial G_i / \partial H)_q + \Delta t * (\partial G_i / \partial t)_q, \end{aligned} \quad (4)$$

где q — некоторая точка на отрезке прямой между точками (X_0, Y_0, H_0, t_0) и $(X_0 + \Delta X, Y_0 + \Delta Y, H_0 + \Delta H, t_0 + \Delta t)$; $G_i(X_0, Y_0, H_0, t_0)$ — известные времена пробега волн соответствующего типа из гипоцентра (X_0, Y_0, H_0, t_0) калибровочного землетрясения.

Расчет возможных значений частных производных времен G_i по координатам на отрезке прямой, где содержится точка q , производится на основе существующих стационарных годографов.

На основании вида формулы (4), предполагая неизвестными функции зависимостей между собой производных годографа по координатам и распределение ошибок определения производных по нормальному закону с нулевым средним, имеем:

$$DG_i^2 = DG_{i0}^2 + \Delta X^2 * DS_{ixq}^2 + \Delta Y^2 * DG_{iyq}^2 + \Delta H^2 * DG_{ihq}^2 + \Delta t^2 * DG_{itq}^2,$$

где DG_{i0} — известные (даются в параметрах калибровочного землетрясения) ошибки определения времен пробега $G_i(X_0, Y_0, H_0, t_0)$; DG_{ixq} , DG_{iyq} , DG_{ihq} , DG_{itq} — ошибки расчета значений частных производных стационарных годографов по координатам на обозначенном выше отрезке прямой.

В реализованном варианте программы 3, предназначенном для расчета координат землетрясений Камчатки, вычисление производных делается на базе среднекамчатского годографа и принято, что в любой точке q :

$$\begin{aligned} DG_{ixq} = 0,1 * (\partial G_i / \partial X)_q, \quad DG_{iyq} = 0,1 * (\partial G_i / \partial Y)_q, \\ DG_{ihq} = 0,1 * (\partial G_i / \partial H)_q. \end{aligned}$$

Приведенные формулы расчета ошибок вычисления производных среднекамчатского годографа получены эмпирическим путем в результате опытной эксплуатации программы 3 на базе землетрясений камчатского

региона. При смене района работ или используемого годографа вопрос о приемлемых формулах расчета ошибок вычисления производных должен рассматриваться отдельно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан и внедрен пакет программ для расчета положения, размеров и строения области возможного местоположения гипоцентра землетрясения в пространстве с учетом точности вычисления исходных данных — времен первых вступлений *P*- и *S*-волн, станционных годографов времен пробега, *P*-, *S*-волн, времени в очаге, координат регистрирующих станций.

К настоящему времени накоплен значительный материал по результатам расчета координат землетрясений Камчатки программами пакета, который станет предметом обстоятельного обсуждения в последующих публикациях. Произведено тестирование программ на примере искусственных источников излучения (взрывов), а также на модельных примерах, предложенных в работе [1]. Анализ полученной информации подтвердил хорошую работоспособность программ и соответствие результатов предложенным критериям выбора решения.

На базе идентичных входных данных программы 1, 2, 3 дают согласованные оценки положения очага, хотя размеры представляемых программами областей решения в общем случае разные. При решении вопроса выбора для массового счета той программы пакета, которая обеспечивает минимальные размеры области решения, рекомендуется в пределах каждой конкретной гипоцентральной области выделить ряд контрольных землетрясений, рассчитать их параметры каждой из программ пакета и осуществить выбор наиболее приемлемой программы с учетом всего комплекса имеющейся информации и опыта работ.

В качестве примера в таблицах 2—4 даны результаты расчета координат гипоцентра землетрясения Камчатского полуострова $K=12,7$ (табл. 1) программами пакета на базе среднекамчатского годографа [4].

В представленный пакет входит также ряд «обслуживающих» программ — программа расчета годографа на основе предложенной ско-

Таблица 1

Станционные данные для землетрясения Камчатского полуострова 09.VIII.1985
22 час. 24 мин., $K=12,7$ (в принятых в статье обозначениях)

Номер станции, I	Координаты станции, град		Времена вступлений, с			
	с. ш.	в. д.	P-волн <i>DTPi</i>	P-волн <i>TPi</i>	S-волн <i>DTSi</i>	S-волн <i>TSi</i>
3	56,44	162,60	0,2	12,3	—	—
4	56,27	162,25	0,2	13,9	—	—
5	56,02	163,02	0,2	11,9	—	—
6	56,30	163,03	0,2	10,0	—	—
7	56,15	163,23	0,2	11,6	—	—
8	56,15	162,74	0,2	10,0	—	—
11	56,32	162,08	0,2	15,4	—	—
13	56,33	160,85	0,2	27,8	0,4	45,3
14	56,00	160,85	0,2	28,8	—	—
15	56,16	160,76	0,2	29,1	—	—
18	53,10	160,02	0,2	61,6	0,4	103,8
19	56,26	162,71	0,2	9,8	—	—
20	55,20	165,97	0,2	38,5	0,4	64,2
21	54,59	161,16	0,2	39,2	—	—
22	54,03	159,48	0,2	54,4	0,4	91,3
23	56,07	159,89	0,2	37,2	0,4	61,4

Таблица 2

Результаты расчета координат гипоцентра землетрясения Камчатского полуострова 09.VIII 1985 $K=12,7$ программой 1 (в принятых в статье обозначениях)

$$PP=0,8, PS=0,2, QPi=1/NP, QSi=1/NS.$$

Размеры области решения:

$$TO=3,74 \pm 0,94, \text{ с}; Y=56,35 (-15,9/+15,1), \text{ град. с. ш., км, км};$$

$$X=163,05 (-10,7/+12,3), \text{ град. в. д., км, км}; H=23,8 (-8,8/+6,2), \text{ км}$$

Координаты точки минимума невязки $W \min=0,54$:

$$Y=56,32 X=163,05 H=25, \text{ град, град., км}$$

Параметры функции невязки в точке $W \min$

i	Ri , км	$(TPi-To)$, с	$(TPi-To-GPi)/DPI$, с/с	$(TSi-To)$, с	$(TSi-To-GSi)/DSi$, с/с
19	22,5	5,12	-1,03/0,91	—	—
6	2,5	5,32	0,62/0,80	—	—
8	27,0	5,32	-1,33/0,95	—	—
7	22,6	6,92	0,76/0,91	—	—
5	33,7	7,22	-0,22/1,02	—	—
3	30,4	7,62	0,56/0,98	—	—
4	49,5	9,17	-0,66/1,20	—	—
11	59,6	10,72	-0,53/1,36	—	—
13	136,2	23,12	0,99/2,01	40,62	2,35/3,50
14	141,1	24,12	1,37/2,01	—	—
15	142,9	24,42	1,44/2,01	—	—
23	198,2	32,52	2,35/2,01	56,72	4,54/3,50
20	222,2	33,82	0,57/2,01	59,52	2,00/3,50
21	226,8	34,52	0,66/2,01	—	—
22	341,7	49,72	1,19/2,01	86,62	2,67/3,50
18	408,5	56,92	-0,15/2,01	99,12	0,40/3,50

Примечание. Ri — эпицентральное расстояние.

Таблица 3

Результаты расчета координат гипоцентра землетрясения Камчатского полуострова 09.VIII.1985, $K=12,7$ программой 2 (в принятых в статье обозначениях)

$$PP=0,8, PS=0,2, QPi=1/(NP-1), QSi=1/NS.$$

Размеры области решения:

$$Y=56,27 (-14,8/+19,2); X=162,94 (-14,3/+18,7); H=20,0 (-15,0/+10,0).$$

Координаты точки минимума невязки $W \min=0,17$:

$$Y=56,24 X=162,88 H=15.$$

Параметры функции невязки в точке $W \min$:

i	Ri	$(\Delta TPi-\Delta GPI)/DPI$	SPi	$(SPi-GSPi)/DSi$
19	11,0	1,03/0,91	—	—
6	11,2	0,23/0,72	—	—
8	13,6	0,02/0,74	—	—
7	24,1	0,05/0,86	—	—
5	26,3	—	—	—
3	28,1	0,10/0,91	—	—
4	39,2	-0,20/1,06	—	—
11	50,1	-0,42/1,24	—	—
13	126,5	0,03/2,01	17,50	1,68/4,03
14	129,3	0,61/2,01	—	—
15	132,1	0,50/2,01	—	—
23	187,2	1,41/2,01	24,20	2,52/4,03
20	226,1	-2,29/2,01	25,70	0,38/4,03
21	214,0	-0,01/2,01	—	—
22	328,4	0,62/2,01	36,90	2,09/4,03
18	395,8	-0,93/2,01	42,20	1,00/4,03

Примечание. Опорная сейсмостанция № 5.

Результаты расчета координат гипоцентра землетрясения Камчатского полуострова 09.VIII 1985 $K=12,7$ программой 3 (в принятых в статье обозначениях)
 Калибровочное землетрясение 10.VIII.1985 22 час 44 мин $K=9,3$ с координатами
 $T_0=55,35+/-0,40$, $Y=56,23$ ($-7,2/+8,3$), $X=163,05$ ($-8,8/+11/2$)
 $H=12,8$ ($-12,8/+12,2$).

Используются только данные удаленных станций регистрации 13—15, 18, 20, 21, 23.
 $PP=0,5$, $PS=0,5$, $QPi=1/(NP-1)$, $QSi=1/NS$.

Размеры области решения:
 $Y=56,17$ ($-16,7/+15,3$); $X=162,96$ ($-13,8/+13,3$); $H=9,9$ ($-9,9/+17,1$).

Координаты точки минимума невязки $W \min=0,54$:

$Y=56,15$ $X=162,95$ $H=5$

Параметры функции невязки в точке $W \min$:

i	Ri	$(\Delta TPi - \Delta GPi)/DPi$	SPi	$(SPi - GSPi)/DSi$
13	132,6	—	17,50	0,08/0,77
14	131,9	-0,21/0,32	—	—
15	136,2	0,41/0,32	—	—
23	190,8	-0,18/0,47	24,20	-0,89/0,77
20	217,3	-0,36/0,47	25,70	0,40/0,77
21	207,4	0,44/0,48	—	—
18	388,8	-0,06/0,48	42,20	-0,11/0,78

Примечание. Опорная сейсмостанция № 13.

ростной колонки для горизонтально-однородной среды, программа вычисления времени в очаге и др. Наличие подобных программ, а также модульное строение программ 1—3 позволяют максимально облегчить использование программ пакета при наличии у интерпретатора собственных взглядов на скоростное строение среды, методики и точности определения тех или иных параметров, участвующих в счете.

Программное обеспечение написано на языке FORTRAN-77, адаптировано к ЭВМ СМ-4 и персональному компьютеру IBM PC XT/AT.

Автор выражает признательность сотрудникам Института вулканологии В. М. Зобину, Ю. А. Кугаенко, сотрудникам ИФЗ В. Ю. Бурмину, Н. В. Семенцу, П. И. Сургучеву за полезные советы и внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурмин В. Ю. Алгоритм определения координат гипоцентров близких землетрясений и скорости распространения сейсмических волн в слое//Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 81—90.
2. Вертлив М. Б. Определение гипоцентров землетрясений Северомуйского района групповым способом//Применение ЭВМ в сейсмологической практике. М.: Наука, 1985. С. 36—48.
3. Гусев А. А. Определение гипоцентров близких землетрясений Камчатки на ЭВМ//Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 74—82.
4. Кузин Н. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки//М.: Наука, 1974. 145 с.
5. Чебров В. Н. Разработка и применение аппаратно-методического комплекса для временных локальных сейсмометрических сетей: Автореф. дис. ... канд. тех. наук. М.: Ин-т Физики Земли АН СССР, 1989. 25 с.
6. Spence W. Relative epicenter determination using P -wave arrivaltime differences//BSSA 70. 1980. P. 171—183.

Институт вулканологии
 ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
 27.X.1989

ВНИМАНИЮ

РУКОВОДИТЕЛЕЙ,

СПЕЦИАЛИСТОВ

научных, производственных, проектных
организаций,

ПРЕПОДАВАТЕЛЕЙ

вузов и техникумов геологических,
строительных и других министерств
и ведомств, Академий наук СССР
и союзных республик!

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (Геологический ф-т) производит набор слушателей — специалистов с высшим образованием — для их переподготовки на хозрасчетном специализированном отделении сейсмогеологии.

Программа переподготовки обеспечивает овладение современными теоретическими основами и методами (с применением ЭВМ) решения теоретических, прометодических и прикладных задач по прогнозированию сейсмоопасности. Преподавание ведут крупные ученые, доктора наук — специалисты МГУ, АН СССР, Мингео СССР в области сейсмогеологии.

Для зачисления на переподготовку необходимо не позже 15 ноября выслать:

1. Направление организации с гарантией оплаты, платежными реквизитами, подписями руководителя и главного бухгалтера.
2. Личное заявление с просьбой о зачислении слушателем спецотделения сейсмогеологии, с указанием необходимости общежития (иностранцам).
3. Копию диплома о высшем образовании.
4. Копию трудовой книжки.
5. Справку о зарплате (для иногородних).
6. Три фотографии размером 3×4 см.

По получении документов специалисту направляется вызов для собеседования и зачисления.

Сроки переподготовки: 3 января — 31 мая. Стоимость переподготовки 1 специалиста 1500—2000 руб.

Программа переподготовки и форма договора высылаются.

Адрес спецотделения сейсмогеологии: 119899, Москва, Ленинские горы. МГУ, Геологический ф-т, спецотделение сейсмогеологии.

Справки по тел. 939-20-81.

