

УДК 551.21

ФЕДОТОВ С. А., ЖАРИНОВ Н. А., ГОРЕЛЬЧИК В. И.

**ДЕФОРМАЦИИ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА,  
МОДЕЛЬ ЕГО ДЕЯТЕЛЬНОСТИ**

DEFORMATIONS AND EARTHQUAKES OF KLYUCHEVSKOI VOLCANO, A MODEL OF ITS ACTIVITY, by Fedotov S. A., Zharinov N. A., and Gorel'chik V. I. Klyuchevskoi is a basaltic giant volcano about 7000 years old. A model of its activity and feeding channels and magma chambers presented in this paper has been developed from observations of summit and lateral eruptions, magma flow rate, vertical deformations of its slopes in 1979—1986, location and migration of earthquake hypocenters within the volcano edifice and at depths within 0—30 km beneath the volcano in 1971—1987, and theoretical calculations.

Depth variations of the effective source of magmatic pressure  $Z_0$  and of the center of seismic energy release  $H_E$  are traced. Relations have been established between  $Z_0$  and vertical deformation  $U_z$  and expected magma accumulation in the feeding system  $\omega$ . Volume increments of the feeding system of the Volcano  $\delta V$  have been calculated. Correlations were found between  $Z_0$  and  $H_E$  ( $r=0,7$ )  $U_z$ , on the one hand, and  $\omega$  ( $r=0,7$ ), and  $\omega$  and  $\delta V$  ( $r=0,8$ ), on the other, which confirm reality of the model.

In 1979—1986, the volume increment  $\delta V$  changed in value by a factor of 4—8, and position of its center migrated in depth within 3—15 km, with the lava level being constant in the summit crater and, consequently, pressure in the feeding channel being constant as well. The maximum increase of  $\delta V$ , occurred at a depth of 15 km before the large lateral eruption of 1983.

From this model, the basaltic magma rises into the crust from a large system of magma chambers located in the crust-mantle transition layer. It ascends through the crust at depths of 30—0 km in a vertical channel. The feeding conduit is surrounded here by a plastic shell about 3 km in diameter, around which numerous earthquakes occur. Most of them occur within the column-like zone 5—7 km in diameter. Dikes and sills are common here and frequently intrude from the vertical channel. The longest dikes reach 20 km. No large peripheral or crustal magma chambers of the volcano were detected.

(Received July 14, 1987)

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

### Введение

Для создания и проверки моделей строения вулканических аппаратов и механизма их деятельности необходимы количественные данные геофизических и геодезических наблюдений. Подготовка извержения, эruptивная стадия и период, следующий за извержением, предваряются и сопровождаются деформациями земной поверхности и изменениями сейсмичности. Сейсмологические и геодезические исследования дают сведения о питающих каналах и магматических очагах вулканов и вместе с теоретическими расчетами позволяют выяснить механизм их деятельности. Детальные работы по изучению связи извержений с землетрясениями и деформациями земной поверхности выполнены на вулканах Килауэа [40—

42, 49, 51], Усу [55], Этна [38, 39], Крафла [43, 52], во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. на Камчатке [28, 29, 35] и др.

Настоящая статья посвящена изучению механизма деятельности Ключевского вулкана на Камчатке. Базальтовый Ключевской вулкан — наиболее активный и мощный среди вулканов Курило-Камчатской дуги. Он входит в Ключевскую группу вулканов, где расположены также действующие вулканы Безымянный и Плоский Толбачик.

Возраст Ключевского вулкана 7000—8000 лет, высота вершины ~4750 м и меняется в ходе извержений, средний расход магмы  $60 \cdot 10^6$  т/год, глубина под ним зоны Вадати—Заварицкого—Беньоффа 160 км. Продукты извержений относятся к известково-щелочным глиноzemистым базальтам, присутствуют также магнезиальные базальты и андезитобазальты.

В 1720—1987 гг. наблюдалось более 70 вершинных и побочных извержений Ключевского вулкана. Изучение этих извержений дает важные сведения о механизме деятельности базальтовых вулканов-гигантов.

История изучения магматических очагов и питающих каналов Ключевского вулкана геофизическими методами началась с появлением известной работы Г. С. Горшкова [9]. Он обратил внимание на то, что на сейсмостанции Ключи, расположенной в 32 км к северу от вершины Ключевского вулкана, отсутствуют фазы прямых поперечных волн *S* от землетрясений, эпицентры которых лежат в Южной Японии на расстоянии  $\Delta = 24\text{--}50^\circ$ . Г. С. Горшков объяснял это явление тем, что волны экранируются магматическим очагом Ключевского вулкана. По грубым оценкам глубина залегания очага ~60 км, его поперечные размеры 25—35 км. Результаты вызвали сомнения, так как при анализе записей удаленных землетрясений, полученных на одной сейсмической станции Ключи, было трудно учесть всю сумму факторов, влияющих на затухание сейсмических волн.

С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым [33] было показано, что более однозначные данные об экранировании сейсмических волн под вулканами могут быть получены при анализе записей близких землетрясений на нескольких станциях. В дальнейшем, при использовании записей близких землетрясений, под Ключевской группой вулканов были обнаружены аномалии затухания короткопериодных сейсмических волн на глубинах 40—150 км [21, 36, 37], указывающие на те места, где более вероятно существование магматических очагов в мантии между земной корой и сейсмофокальным слоем (зоной Вадати—Заварицкого—Беньоффа). Наиболее обширная область большого затухания короткопериодных *P* и *S* волн была показана в 30 км к западу от Ключевского вулкана на глубинах 100—150 км. От нее на глубинах 60—80 км намечаются апофизы, протянутые вверх к вулканам Ключевской и Плоский Толбачик. Выше, под земной корой на глубинах 30—50 км, наблюдалось 4—5 пятен большого затухания, область которых протягивается по горизонтали более чем на 100 км. Наиболее отчетливое пятно большого затухания отмечалось на глубинах 30—50 км под вулканом Плоский Толбачик и его южной зоной шлаковых конусов (рифтом), где позднее, в 1975—1976 гг., происходило Большое трещинное Толбачинское извержение.

И. Т. Кирсанов и др. сделали попытку проанализировать пространственные и временные закономерности расположения побочных кратеров Ключевского вулкана в 1920—1970 гг. [14]. Было отмечено увеличение во времени высот восьми побочных извержений 1932—1966 гг. Другие увиденные ими закономерности не подтвердились. Был дан прогноз следующего побочного извержения, оба варианта которого оказались неверными. Побочное извержение, начавшееся 23.VIII.1974 г., произошло на ином склоне и на иной высоте.

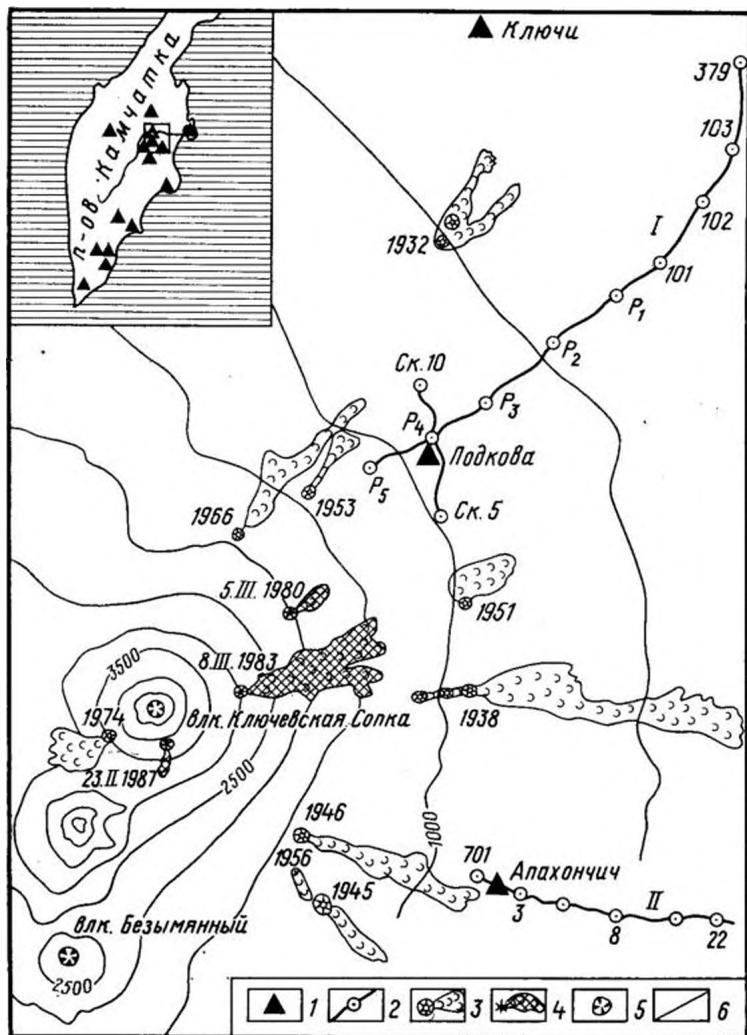


Рис. 1. Схема района исследований, расположения побочных извержений Ключевского вулкана, нивелирных профилей и сейсмических станций. 1—сейсмостанции; 2—реперы нивелирных профилей; 3—лавовые потоки побочных извержений 1932—1974 гг.; 4—лавовые потоки побочных извержений 1980—1987 гг.; 5—кратеры действующих вулканов; 6—горизонтали

Глубинное строение и магматические очаги Ключевской группы вулканов исследовались также методами ГСЗ, гравиметрии, МТЗ и др. [1—3].

Было изучено строение земной коры под вулканами, обнаружен коровый очаг вулкана Безымянного и, вероятно, наблюдалась сейсмическая тень питающего канала Ключевского вулкана. При веерной пристрелке через Ключевскую группу вулканов в узком секторе за Ключевским вулканом не регистрировались сейсмические волны, которые должны были бы отражаться непосредственно под Ключевским вулканом от границ, залегающих на глубинах от 10—20 до 50 км. Поперечник этой аномальной столбообразной зоны оценивался величиной 2 км и более.

Данные комплекса геофизических и геодезических исследований, выполненных по время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг., и теоретические расчеты [28, 29, 35] показали, что под Ключевской группой вулканов в слое, переходном от коры к мантии, дол-

жна существовать система связанных между собой магматических очагов. Поперечник этой системы очагов составляет  $\sim 80$  км, глубина залегания — 20—40 км, объем  $(2—4) \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>.

Делались тепловые теоретические расчеты возможных размеров, развития и времени существования питающих каналов и магматических очагов вулканов в зависимости от расхода магмы, протекающей сквозь них [30, 31, 45]. По этим расчетам средний диаметр питающего канала Ключевского вулкана в земной коре может достигать 1 км. Приближенные расчеты напряжений и деформаций вокруг цилиндрического выводного канала Ключевского вулкана сделал П. И. Токарев [20].

В результате детальных сейсмологических исследований за последние десятилетия (1971—1986 гг.) получены подробные сведения о размещении очагов землетрясений в земной коре под Ключевским вулканом и их пространственно-временных связях с извержениями [4—8, 17, 22].

Данные геодезических измерений, которые регулярно проводятся на Ключевском вулкане с 1978 г., позволили получить количественные характеристики относительных вертикальных и горизонтальных смещений вблизи вулкана и начать изучение их связи с деятельностью вулкана [11, 17].

Схема района Ключевского вулкана, расположение нивелирных профилей и постоянных сейсмических станций показаны на рис. 1.

В настоящей статье совместно рассматриваются данные об извержениях, деформациях и сейсмичности Ключевского вулкана в 1979—1987 гг. Это стало возможным после получения достаточно представительных рядов данных детальных сейсмологических и геодезических исследований и наблюдений за ходом нескольких извержений Ключевского вулкана. Выяснение механизма деятельности этого базальтового вулкана-гиганта является главной целью работы. Предлагаемая модель строения и деятельности магматических очагов и каналов, питающих Ключевской вулкан и его извержения, будет проверяться и уточняться по мере накопления новых данных.

## 1. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА В 1978—1987 гг.

Для современной деятельности Ключевского вулкана характерно чередование вершинных извержений различной продолжительности и силы с побочными извержениями. В 1932—1987 гг. произошло 12 побочных извержений. Пароксизмальных вершинных извержений с объемом выброшенного рыхлого материала  $\sim 1$  км<sup>3</sup> в XX в. было два: в 1926 и 1945 гг. [16]. Слабые и умеренные межпароксизмальные извержения вершинного кратера наблюдаются значительно чаще. Подробный анализ деятельности Ключевского вулкана за 1932—1986 гг. дан в работе [34]. В этом разделе настоящей статьи приводится краткое описание активности вулкана за последнее десятилетие, с 1978 по 1987 гг., для которого имеются данные как геодезических, так и детальных сейсмологических исследований.

В 1978 г. произошло эксплозивно-эфузивное вершинное извержение умеренной силы с объемом изверженного материала 0,02 км<sup>3</sup>. После подъема уровня магматической колонны и постепенного заполнения лавой кратера в июне — июле 1978 г. наблюдалось перетекание лавы через кромку кратера на северо-западный склон вулкана (рис. 2). На рис. 2 показан вид вершинного кратера Ключевского вулкана во время извержения летом 1978 г. В середине кратера виден вновь сформированный невысокий шлаковый конус с диаметром основания  $\sim 150$  м.

С февраля по май 1979 г. происходило слабое эксплозивное извержение вершинного кратера; после этого с июня по декабрь вулкан находился в состоянии фумарольной деятельности.



Рис. 2. Центральный кратер Ключевского вулкана во время вершинного извержения в июле 1978 г. (диаметр  $\approx$  700 м). Кратер заполнен лавой, в центре лавового поля в кратере виден шлаковый конус. На переднем плане северо-западный, Крестовский, желоб вулкана. Фото В. А. Подтабачного



Рис. 3. Кратер Ключевского вулкана с провалом перед побочным извержением в марте 1983 г. Справа виден склон вулкана Камень. Фото А. П. Хренова

Новая активизация вершинного кратера (выбросы бомб, пепловые взрывы) наблюдалась с конца 1979 по август 1980 г. Наибольшее количество пепла было выброшено из вершинного кратера накануне и во время побочного извержения имени 8 Марта, 1980 г.

Побочное извержение имени 8 Марта началось 5.III 1980 г. на фоне усилившейся эксплозивной деятельности центрального кратера на высоте 1800—1600 м на северо-восточном склоне Ключевского вулкана. Это латеральное извержение длилось 7 дней и было чисто эфузивным (объем лав  $\sim 0,0003$  км<sup>3</sup>).

В остальные месяцы 1980 и в 1981 гг. вулкан был в сравнительно спокойном состоянии. В январе, марте, июле — сентябре и ноябре 1981 г. наблюдались лишь слабые эксплозивно-эфузивные извержения в вершинном кратере.

В 1982 г. в центральной части внутрикратерного шлакового конуса образовался колодцеобразный провал размером 200×300 м, глубиной 100 м, что свидетельствовало о временном понижении уровня магматической колонны. Вид вершинного кратера с провалом в его середине показан на рис. 3.

С 5 по 28.II.1983 г. наблюдалось слабое эксплозивное извержение вершинного кратера (выбросы бомб на высоту до 300—500 м, иногда фонтанирование лавы, свечение). После прекращения вершинного извержения на восточном склоне Ключевского вулкана на высоте 2800 м с 8.III. по 27.VI.1983 г. происходило побочное лавовое извержение прорыва Предсказанный. Объем лав близок  $0,07 \text{ км}^3$ . Во время побочного извержения и после него до конца 1983 г. в центральном вершинном кратере наблюдались периоды полного покоя, фумарольной деятельности, а также отмечались парогазовые выбросы.

С апреля 1984 по март 1987 гг. длилось эксплозивно-эффузивное вершинное извержение Ключевского вулкана, по масштабам превосходившее предыдущие, начиная с 1972 г. [34]. В ходе извержения наблюдалось несколько периодов активности, разделенных периодами покоя.

Вершинное извержение началось в апреле 1984 г. Провальный кратер, возникший в 1982 г., был целиком заполнен новой лавой и пирокластикой к июню 1984 г. В июне-июле происходило интенсивное излияние лавы на склоны вулкана, тогда же наблюдалось фонтанирование бомб над кратером на высоту до 700 м, число взрывов при стромболианской деятельности достигало 10 тыс. в 1 сут. Следующий пароксизм эксплозивной активности был отмечен 13—15.XI 1984 г., когда высота выбросов бомб достигала 800—1000 м, эруптивная колонна поднималась до 10—12 км. Максимальная тепловая мощность эруптивной колонны и вынос пирокластики в ней оценивались величинами  $54 \cdot 10^6 \text{ кВт}$  и  $54 \text{ т/с}$ . Первый период вершинного извержения закончился в январе 1985 г., после чего наступил перерыв в эруптивной деятельности на 7 мес.

К началу перерыва на вершине Ключевского вулкана вырос шлаковый конус, заполнивший почти все дно вершинного кратера. По геодезическим измерениям, выполненным непосредственно на вулканостанции в г. Ключи с расстояния 32 км, высота конуса над лавовым пьедесталом составила  $\sim 150$  м, диаметр основания 500 м. Шлаковый конус продолжал расти в ходе вершинного извержения; его вид в январе 1987 г. показан на рис. 4.

Эсплозивная деятельность вершинного кратера возобновилась с середины сентября 1985 г. С 5 ноября начались излияния лавовых потоков. В ноябре — начале декабря происходило мощное излияние лавы, выбросы газопепловых туч на высоту до 2,5—4 км; при взаимодействии лавы с ледником возникали сильные фреатические взрывы и лахары. В ноябре — декабре 1985 г. тепловая мощность эруптивной колонны достигала  $100 \cdot 10^6 \text{ кВт}$ , а вынос пепла в ней  $\sim 100 \text{ т/с}$ .

Эсплозивно-эффузивная деятельность вершинного кратера продолжалась с перерывами в 1986 и 1987 гг. [34]. Наибольшей силы извержение достигало в период с декабря 1986 по 12.III.1987 г., когда пепловая колонна поднималась иногда над кратером на высоту до 10 км. Максимальное количество пепла было выброшено 17—29.II.1987 г. Судя по высоте пепловой колонны, ее тепловая мощность достигала  $400 \cdot 10^6 \text{ кВт}$ , а вынос пирокластики составлял  $\sim 400 \text{ т/с}$ .

С 7 по 22 февраля эксплозивная деятельность центрального кратера приобрела пульсирующий характер: периоды усиления и относительного ослабления извержения сменяли один другой в течение суток по несколько раз (наблюдения Е. Ю. Ждановой).

На фоне такой пульсирующей деятельности центрального кратера в ночь с 22 на 23 февраля на юго-восточном склоне вулкана на высоте 3900—3400 м произошло раскрытие трещины, из которой излился небольшой лавовый поток. Эсплозивная активность центрального кратера 23 февраля несколько снизилась (наблюдались парогазовые выбросы на высоту до 200—1000 м), но излияние из него лавы по юго-восточному желобу вулкана продолжалось. Одновременно с излиянием лавы из боковой трещины 6 марта ниже по склону, на высоте 3000—2900 м, обра-



Рис. 4. Кратер Ключевского вулкана 5.I 1987 г. Шлаковый конус заполнил кратер, высота конуса 150 м. Вид с северо-западного, Крестовского, желоба. Фото В. Н. Двигало

зовалась вторая трещина, из которой также произошло излияние лавы. Движение лавовых потоков из обеих трещин продолжалось несколько дней. 13.III.1987 г. побочное извержение прекратилось. Одновременно прекратилась заметная эксплозивная деятельность центрального кратера.

Объем лав и пирокластики, изверженных вершинным кратером в 1984—1987 гг., составил более  $0,05 \text{ км}^3$ .

Таким образом, в 1978—1987 гг. Ключевской вулкан более 30% времени находился в активном эксплозивно-эффузивном состоянии. За 10 лет произошло два эксплозивно-эффузивных вершинных извержения (в 1978 и в 1984—87 гг.), при которых лава стекала из центрального кратера по склонам вулкана, и три побочных извержения (в марте 1980, в марте — июне 1983 и в феврале — марте 1987 гг.).

При вершинном извержении 1984—1987 гг. с течением времени возрастает максимальная тепловая мощность эруптивной колонны и соответственно расход пирокластики.

В 1978—1987 гг. происходило постепенное заполнение вершинного кратера лавой и пирокластикой (см. рис. 2—4). По данным аэрофотосъемок, выполненных В. Н. Двигало, дно кратера поднялось за эти годы более чем на 100 м. Проседание шлакового конуса в вершинном кратере, которое произошло в 1982 г., только временно замедлило этот процесс. С апреля 1984 до начала 1987 г. на месте проседания вырос новый большой шлаковый конус.

Судя по имеющимся с 1936 г. сведениям о глубине и строении вершинного кратера Ключевского вулкана [13 и др.], за последние полвека кратер впервые оказался погребенным лавой и шлаками в такой мере. В течение десятилетий кратер сохранял чашеобразную форму, имел диаметр 600—700 м и высоту стенок 100—200 м. В 1964—1968 гг. он был углублен

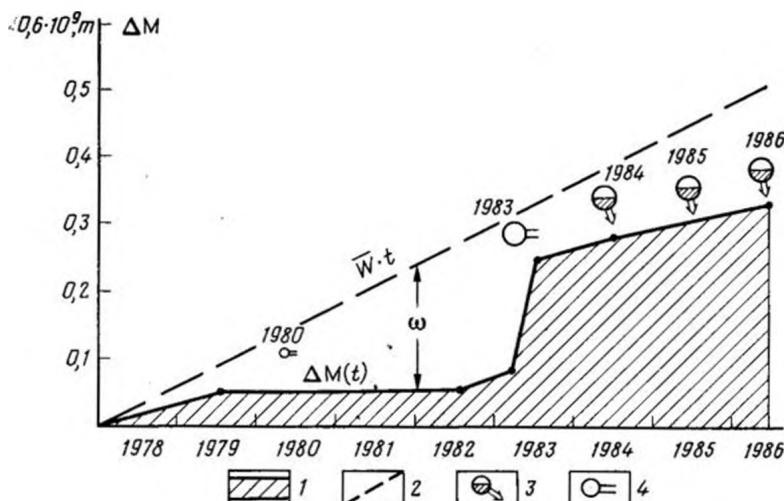


Рис. 5. Количество продуктов извержений Ключевского вулкана в 1978—1986 гг. в сравнении с долгосрочным средним за равное число лет. 1 — фактическое накопление изверженного материала без учета выноса цеппала,  $t$ ; 2 — график накопления со средней для вулкана скоростью  $\bar{W}$ ; 3 — извержения вершинного кратера с излиянием лавовых потоков на склоны вулкана; 4 — побочные извержения

взрывами, приобрел телескопированное строение; в 1968 г. дно вершинного кратера находилось на 300 м ниже уровня основания того шлакового конуса, который существовал в кратере через 16 лет, в декабре 1984 г.

Два побочных извержения Ключевского вулкана были чисто эфузивными (1980 и 1987 гг.) и одно — преимущественно эфузивным (1983 г.). Подготовка и начало побочных извержений 1980 и 1987 гг. происходили при интенсивной эксплозивно-эфузивной деятельности центрального кратера и существовании внутрикратерного шлакового конуса, а в 1983 г. — после прекращения извержения центрального кратера, при пониженном уровне магматической колонны и наличии на вершине колодцеобразного провала глубиной 100 м. Несмотря на эти различия, в трех побочных извержениях проявились важные закономерности: последовательное повышение абсолютных высот, на которых происходили побочные извержения, и примечательное совпадение времен начала этих извержений — 5.III.1980, 8.III.1983 и 22.II—6.III.1987 гг. [34].

Хотя побочное извержение 1983 г. и вершинные извержения в 1984—87 гг. имели значительный размер, в целом в питающей системе вулкана в 1978—1986 гг. происходило накопление магмы. Это показано на рис. 5, где сравниваются кумулятивный график продуктов извержений за 1978—1986 гг. и средний расход магмы на Ключевском вулкане за такое же число лет. Средний весовой расход магмы определен по объему вулкана и его возрасту, а также по известному расходу в 1932—1986 гг.

Описанные особенности деятельности Ключевского вулкана сопоставляются далее с вертикальными смещениями земной поверхности и сейсмическим режимом вулкана.

## 2. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ В 1978—1986 ГГ. И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для изучения вертикальных смещений земной поверхности вулкана Ключевской на его северо-восточном склоне проложены два радиальных нивелирных профиля большой протяженности [11, 17]. В этом районе на

площади 500 км<sup>2</sup> создан геодезический полигон, включающий линейно-угловые измерения, триангуляционные сети, наклономерные пункты. В настоящей статье рассматриваются результаты повторного нивелирования. Точность нивелирования близка  $0,5-1,0 \cdot 10^{-6}$ .

Следует заметить, что возможности для проложения нивелирных профилей и выполнения других геодезических работ на Ключевском вулкане ограничены сложным рельефом, залесенностью подошвы вулкана, большими перепадами высот, продолжительным зимним периодом с мощным снежным покровом.

В 1978 г. выполнена закладка реперов на профиле I вдоль р. Киргурich по радиусу к вулкану с азимутом  $\sim 45^\circ$ . Ближайший к центральному кратеру вулкана репер расположен в 10 км, а самый дальний, принятый за исходный, находится в 30 км от кратера (см. рис. 1). Второй радиальный профиль заложен в июне 1985 г. на юго-восточном склоне. Профиль II имеет общую длину 20 км и субперпендикулярен профилю I. Нивелирование профиля I выполнялось по 1 разу в год в 1979, 1981—1983, 1986, 1987 гг. и по 2 раза в год в 1984 и 1985 гг. Нивелирование профиля II выполнялось первый раз с 25.VI по 15.VI.1985 г., в сентябре 1985 г. — повторно и третий раз в 1986 г. В 1987 г. профиль II был продолжен по направлению к вулкану и выполнено исходное нивелирование.

### Глубина источника давления по вертикальным смещениям

По повторным наблюдениям были определены вертикальные смещения земной поверхности, сопровождающие деятельность Ключевского вулкана (рис. 6).

Подготовка побочного извержения 1983 г. предварялась в течение нескольких лет подъемом склона вулкана. Для реперов, расположенных на различных расстояниях от вершины вулкана на радиальном профиле I, зарегистрированы вертикальные смещения, убывающие по мере удаления от центрального кратера. На рис. 6 представлен ход смещений реперов радиального профиля относительно рп. 379, принятого за исходный. Максимальные смещения получены для репера 5, ближайшего к вершинному кратеру ( $P_5$  на рис. 6 сместился  $\approx$  на 100 мм за два года наблюдений). Подъем, убывающий по мере удаления от вершины вулкана, зарегистрирован перед извержениями 1983 и 1984 гг. для всех реперов профиля. Измерения, выполненные после окончания этих извержений, показали опускание склона вулкана. Подробное рассмотрение особенностей смещений будет дано ниже.

Для интерпретации смещений, регистрируемых на земной поверхности вокруг вулканов, К. Моги применял модель расширяющегося или сжимающегося сферического источника [50], И. Иокояма объяснял вертикальные смещения моделью, предполагающей интрузивный источник давления типа взброса, в котором расширяется верхняя полусфера источника и сжимается его нижняя полусфера [54]. Эти модели позволяют находить глубину эффективного источника давления. Графики смещений для обеих моделей мало различаются.

Для вулкана центрального типа, каким является Ключевской вулкан, за время его деятельности (7—8 тыс. лет) должен сформироваться питающий канал, по которому мagma поднимается к его кратеру. Кроме того, под вулканом могли возникнуть магматические очаги, в которых происходит накопление магмы. Эффективный центр давления магмы должен находиться в этих очагах и каналах.

Примем сферический источник в качестве модели магматического очага или эффективного центра магматического давления в очаге и каналах. В таком случае глубину и размеры источника можно оценивать по вертикальным смещениям земной поверхности. Они связаны соотно-

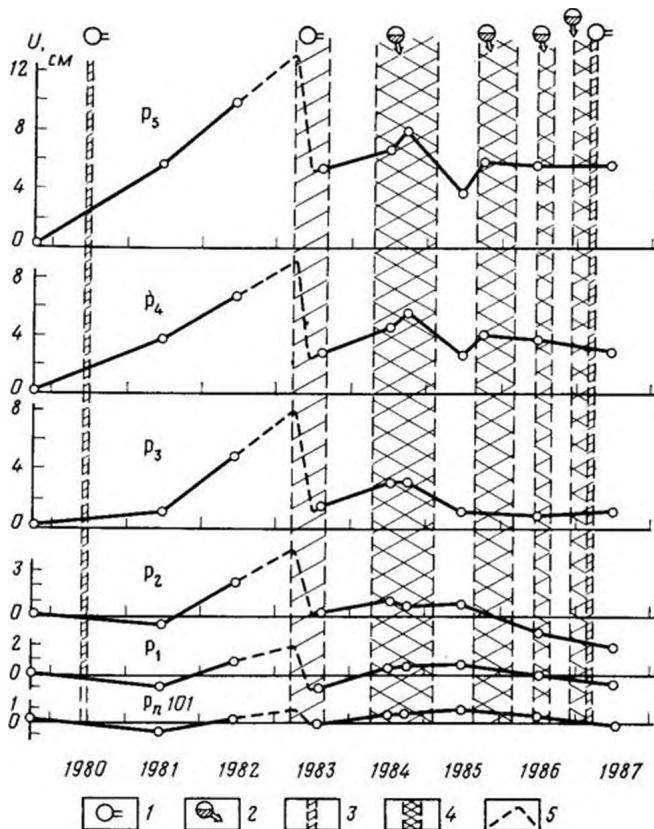


Рис. 6. Вертикальные смещения по радиальному профилю I на Ключевском вулкане за 1979—1987 гг. 1 — побочные извержения; 2 — извержения вершинного кратера с излиянием из него на склоны вулкана лавы; 3 — длительность побочных извержений; 4 — длительность названных вершинных извержений; 5 — вероятная форма графика  $U_z(t)$  в 1982—1983 гг.

шением [10]

$$U_z = -2\Delta P \cdot R_0^3 \frac{(1-v^2)}{C} \frac{Z_0}{(r^2 + Z_0^2)^{3/2}}, \quad (1)$$

где  $U_z$  — вертикальные перемещения,  $C$  — модуль Юнга,  $v$  — коэффициент Пуассона,  $\Delta P$  — избыточное давление в источнике (очаге),  $R_0$  — радиус источника давления (шаровой полости),  $Z_0$  — глубина источника — центра сферы. Можно разделить влияние неизвестных, входящих в формулу (1), прологарифмировав это выражение.

$$\lg U_z = \lg A + \lg B, \quad (2)$$

$$\text{где } A = -2\Delta P \cdot R_0^3 \frac{(1-v^2)}{C}; \quad B = \frac{Z}{(r^2 + Z_0^2)^{3/2}}. \quad (3)$$

При таком представлении (1) просто находится глубина центра эффективного давления,  $Z_0$ . Для эффективного центра давления, действующего в короткий отрезок времени измерений, величины  $\Delta P$ ,  $R_0$ ,  $v$ ,  $C$  и  $\lg A$  постоянны, и форма графика  $\lg(Z_0, r)$  зависит только от глубины эффективного центра давления  $Z_0$ .

При условии  $A = \text{const}$  были рассчитаны графики вертикальных смещений для эффективных источников давления, расположенных на глубинах 3—30 км, на расстояниях 10—26 км, на которых проводилось ни-

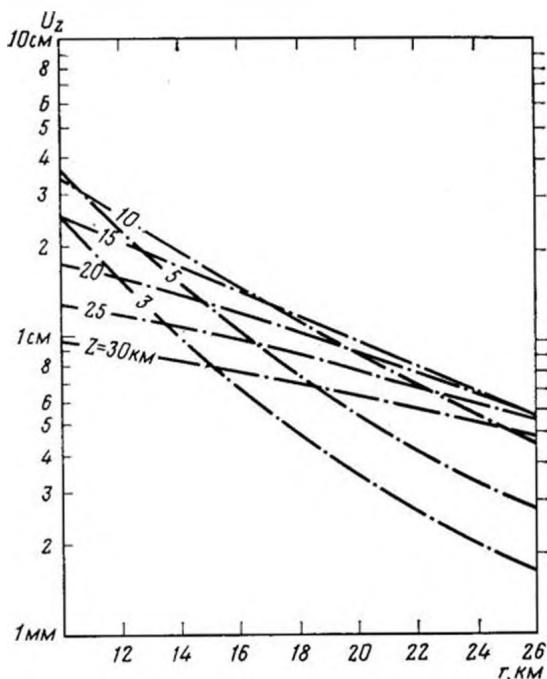


Рис. 7. Расчетные вертикальные смещения земной поверхности для сферического источника с глубиной  $Z=3-30$  км на расстояниях  $r=10-26$  км

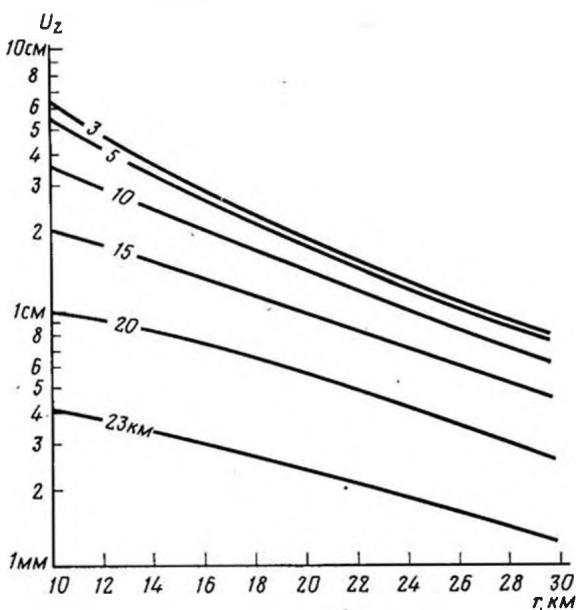


Рис. 8. Расчетные вертикальные смещения земной поверхности от действия вертикальной магматической колонны переменной высоты.  $Z_0$  — глубина головы колонны,  $r$  — расстояние вдоль поверхности

велирование. Можно видеть, что по мере увеличения глубины источника давления кривые вертикальных смещений выполняются (рис. 7).

Для сравнения выполнен расчет и построена номограмма вертикальных смещений от источника, имеющего вид колонны переменной высоты. Магматическая колонна моделировалась столбом, составленным из

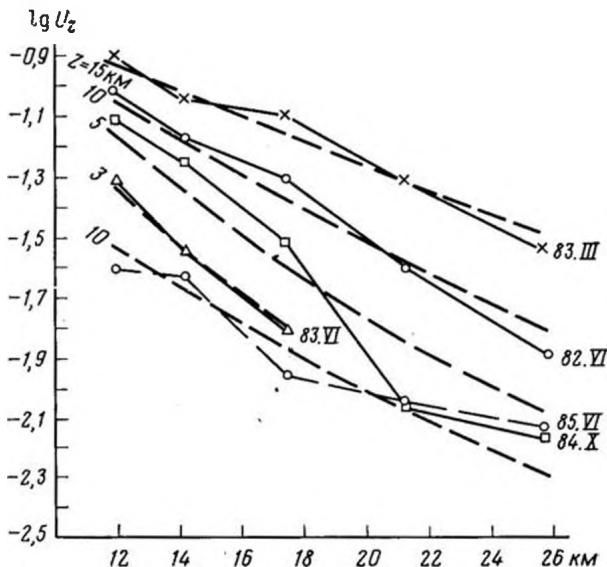


Рис. 9. Пример совмещения наблюденных (сплошные линии) и теоретических (пунктирные линии) вертикальных смещений  $U_z$

сферических источников давления. Радиус шаров принимался равным 500 м. Нижний источник постоянно находился на глубине 30 км, последующие перемещались по вертикали вверх с шагом 1 км. По мере подъема «головы» колонны их число возрастало от 1 до 30. Глубина головы колонны указана возле соответствующих кривых  $U_z(Z_0, r)$  на рис. 8.

Форма кривых смещений  $U_z(Z_0, r)$  для магматической колонны переменной длины мало меняется при больших изменениях глубины, на которой находится «голова» магматической колонны. Таким образом, если наблюдаются значительные изменения формы графиков  $U_z(Z_0, r)$ , то в качестве модели источника давления сфера подходит больше, чем вертикальная колонна.

Графики (см. рис. 7) использовались как номограмма для нахождения  $Z_0$ . Наблюденные графики  $\lg U_z(r)$  сравнивались с теоретическими графиками  $\lg U_z(Z_0, r)$  и  $Z_0$  находилось при их наилучшем совмещении (рис. 9). Таким образом были определены величины  $Z_0$  для семи промежутков времени, в которые проводилось повторное нивелирование в 1979—1986 гг. (рис. 10).

Такая оценка является приближенной, так как по наблюдениям можно определить лишь относительные смещения  $U_z$ .

Можно пользоваться теоретическими графиками на рис. 7 и 8, принимая за нулевую линию высоты в период того измерения, когда избыточное давление в питающей системе  $\Delta P$  оказывается минимальным. Такой уровень  $\Delta P$  может наблюдаться после больших извержений или в сравнительно спокойный период деятельности Ключевского вулкана, когда высоты пунктов нивелирования наименьшие. Этим условиям удовлетворяло первое нивелирование, выполненное в 1979 г. (см. рис. 6), которое и было принято за нулевой уровень при оценке  $Z_0$ .

Возможна также ошибка вследствие изменения глубины центра давления за время между начальным нивелированием в 1979 г. и вторым нивелированием в 1981 г. Эта ошибка оценивается величиной не более  $\pm 1,5$  км, так как глубина источника в 1981 г. близка 3 км.

При определении  $Z_0$  принималось, что центр давления всегда находится на вертикальной оси, проходящей через вершинный кратер Клю-

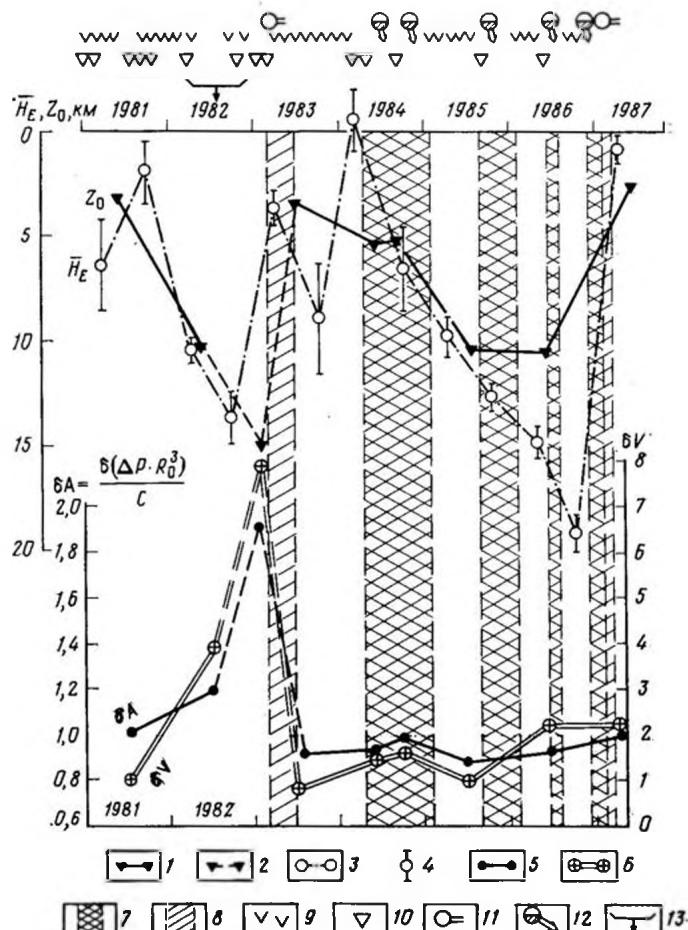


Рис. 10. Изменения глубины  $Z_0$  эффективного источника магматического давления под вулканом по геодезическим данным и глубины  $H_E$  центра выделившейся сейсмической энергии, относительные изменения величины  $A = \frac{2\Delta P \cdot R_0^2}{C}$  и относительные приращения  $\delta V$  объема источника магматического давления в 1981—1987 гг. 1 — график изменения глубины эффективного источника давления,  $Z_0$ ; 2 — отрезки графика  $Z_0$ , построенные по экстраполяции; 3 — график изменения глубин центра выделившейся сейсмической энергии  $H_E$ , рассчитанный для полугодовых интервалов времени; 4 — доверительные интервалы  $H_E$ ; 5 — график относительной величины  $\delta A = \Lambda_t / \Lambda_{1981}$ ; 6 — относительные изменения приращения объема источника магматического давления  $\delta V = -\Delta V_t / \Delta V_{1981}$ ; 7 — длительность извержений вершинного кратера Ключевского вулкана; 8 — длительность побочных извержений; 9 — фумарольная деятельность вершинного кратера; 10 — эксплозивная деятельность вершинного кратера; 11 — побочный прорыв на склоне вулкана; 12 — вершинное извержение с излиянием лавы на склоны вулкана; 13 — проседание в средней части вершинного кратера

чевского вулкана. Судя по строению вулкана и сведениям о сейсмической тени от его питающего канала на глубинах 20—50 км, это допущение представляется верным. Погрешности, которые вносятся при таком допущении, будут оценены позже, когда накопится достаточное число контрольных повторных нивелировок на другом радиальном профиле II (см. рис. 1).

Определив  $Z_0$ , по формулам (1) и (3) можно найти абсолютное значение множителя  $A$  и далее оценить  $R_0$ . Множитель  $A$  учитывает избыточное давление  $\Delta P$ , геометрические размеры источника давления  $R_0$  и упругие свойства окружающей его среды  $v$  и  $C$ .

Примем, что коэффициент Пуассона имеет обычное значение  $\nu = 0,25$ . Значения модуля Юнга ( $C$ ) были приближенно определены по скоростному разрезу для Ключевского вулкана [8] при помощи соотношений:

$$C = \frac{2(1-\nu^2)}{\rho v_s^2}; \quad v_s = \frac{v_p}{K}, \quad (4)$$

где  $\nu$  — коэффициент Пуассона,  $\rho$  — плотность пород,  $v_p$  — скорость продольных волн,  $v_s$  — скорость поперечных волн,  $K = v_p/v_s$ . Значения  $v_p$ ,  $v_s$ ,  $\rho$  для разных слоев и значения  $C$ , подсчитанные по (4), приведены в табл. 1. Как можно видеть, модуль Юнга сильно меняется с глубиной. Он имеет наименьшую величину в верхних осадочных слоях коры и увеличивается более чем на порядок в средних и нижних слоях коры. По этой причине деформации вокруг магматических очагов и каналов в верхних слоях коры при прочих равных условиях могут быть на порядок больше, чем в ее глубине, что отмечалось и ранее [20].

Избыточное давление магмы  $\Delta P$  в питающем канале вулкана равно разности давления в столбе магмы и литостатического давления окружающих пород. При расчете  $\Delta P(H)$  было принято, что в конусе вулкана, на высоте 4,7 км от дна его кратера до высоты 2 км над уровнем моря находится свободный столб магмы плотностью 2,2 г/см<sup>3</sup>, т. е. на этих глубинах нет литостатического давления окружающих пород на столб магмы в его жерле. Глубже этого уровня избыточное давление магмы в питающем канале определялось как разность давления столба магмы и литостатического давления окружающих пород

$$\Delta P(H) = (\rho - \rho_m) g \Delta H, \quad (5)$$

где  $\rho$  — плотность окружающих канал пород,  $\rho_m$  — плотность базальтовой магмы,  $g$  — ускорение силы тяжести. Плотность пород в основании конуса на высотах 0—2 км над уровнем моря взята равной 2,0 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород в разных слоях земной коры под Ключевским вулканом приведена в табл. 1. При выборе величин плотностей учитывался плотностной разрез земной коры для Ключевской группы вулканов, построенный при проведении ГСЗ и гравиметрических работ [1]. При расчете  $\Delta P$  была задана плотность расплава базальтов  $\rho_m = 2,5$  г/см<sup>3</sup> побочного прорыва Ключевского вулкана Апахончич при 1200° С, которая была определена в лабораторных экспериментах по измерению вязкости этих базальтов [15]. Побочное извержение Апахончича произошло в 1946 г. на высоте 1500 м.

Сделанные расчеты показывают, что в толще коры избыточное магматическое давление в питающем канале Ключевского вулкана может достигать 600—700 бар.

В 1978—1987 гг. магма стояла в вершинном кратере Ключевского вулкана. Уровень жерл и бокк, из которых она изливалась в кратере, повысился за эти годы только на 100 м. Это означает, что высота магматической колонны менялась на ту же небольшую величину и что давление магмы в системе питающих каналов и очагов менялось менее чем на 30 бар. Это составляет несколько процентов от избыточного давления магмы в магматических каналах и очагах Ключевского вулкана, расположенных в глубинах земной коры. Поэтому при приближенных расчетах можно принять, что избыточное давление магмы в них оставалось приблизительно постоянным.

Постоянство избыточного давления магмы во времени очень важно, так как позволяет сделать вывод о том, что перемещения центра эффективного давления магмы на глубинах 3—15 км (см. рис. 10) должны были вызываться быстрыми изменениями формы питающего канала,

Таблица 1

Величины модуля Юнга ( $C$ ) и значения избыточного давления  $\Delta P$  для различных глубин ( $H$ ) под Ключевским вулканом

$H, \text{ км}$	$v_p, \text{ км/с}$	$v_p/v_s$	$\rho, 10^3 \text{ кг/м}^3$ ( $\text{г/см}^3$ )	$C, 10^9 \text{ Па}$ ( $10^4 \text{ бар}$ )	$\rho_M, 10^3 \text{ кг/м}^3$ ( $\text{г/см}^3$ )	$\Delta P, 10^5 \text{ Па}$ (бар)
—(4,7—2)	—	—	—	—	2,2	580
—(2—0)	1,1	2,00	2,0	1,3	2,5	680
0—2	2,2	2,00	2,2	5,7	2,5	740
2—4	4,6	1,80	2,4	33,3	2,5	760
4—8	5,3	1,80	2,5	46,0	2,5	760
8—20	6,2	1,73	2,7	72,3	2,5	620
20—30	6,8	1,73	2,8	91,9	2,5	330

Примечание.  $v_p$  и  $v_s$ —скорости продольных и поперечных волн;  $\rho$  и  $\rho_M$ —плотности окружающих пород и магмы; в двух верхних строках приведены величины для постройки вулкана. Избыточное давление выражено в Паскалях, 1 бар= $10^5$  Па.

увеличением поверхности источника давления, которое происходило на разных глубинах, а не изменением давления магмы в канале.

Сделаем ориентировочные оценки тех приращений объема эффективного источника давления, которые происходили в 1981—1986 гг. по сравнению с его объемом в 1979 г. Подставив в (3) найденную из наблюдений величину  $A$ , обычное значение  $v$  и рассчитанные величины  $C$  и  $\Delta P(H)$ , можно оценить изменения  $R_0^3$  и соответственно приращения объема эффективного источника давления.

Так как избыточное давление магмы в питающем канале мало менялось в 1979—1987 гг., а избыточное давление магмы на глубинах 3—15 км меняется в пределах  $\pm 15\%$  от среднего (см. табл. 1), то в первом приближении можно было бы принять, что  $\Delta P \approx \text{const}$ . Таким образом, в рассматриваемый период времени величина  $A$  из соотношения (3) была приблизительно пропорциональна  $R_0^3/C$ . График относительных изменений  $\Lambda(t)$  приведен на рис. 10. За единицу было принято значение  $A$  в 1981 г.

Более определенную оценку приращений объема  $\delta V$  эффективного источника давления можно получить, воспользовавшись послойными значениями  $\Delta P$  и  $C$  из табл. 1. По ним подсчитывалось среднее значение модуля Юнга в толще, расположенной выше эффективных источников, находившихся на глубинах 3, 5, 10 и 15 км, и затем величина  $\delta V$ . В результате был построен график относительных изменений  $\delta V(t)$  (см. рис. 10). Как можно видеть, в 1981—1986 гг.  $\delta V$  возрастило до 8 раз по сравнению с приращением объема в 1979—1981 гг. Наибольшее приращение  $\delta V$  наблюдалось перед большим побочным извержением 1983 г.<sup>1</sup>

Обобщим данные геодезических измерений. Наблюдаемые изменения вертикальных смещений показывают подъем склона вулкана с 1979 г. до начала побочного прорыва в марте 1983 г. (см. рис. 6). Путем сравнения теоретических смещений с наблюдаемыми (см. рис. 9) выполнена оценка глубины источника давления. К моменту начала побочного извержения 1983 г. глубина источника давления была близка к 15 км. После окончания побочного извержения источник давления вновь имел малую глубину. Меньшие изменения глубины источника (от 5 до 10 км) происходили во время вершинного извержения в 1984—87 гг. Учитывая ошибки наблюдений, условность принятой модели и влияние неучтенных факторов, погрешность определения глубины источника по внутренней сходимости можно оценить величиной  $\pm 2$  км. Наибольшему из-

<sup>1</sup> Некоторому завышению  $\delta V$  перед побочным извержением 1983 г. могло способствовать то, что его радиальная трещина располагалась примерно по тому же азимуту, что и нивелирный профиль I (см. рис. 1).

менению подвержена величина  $\delta V$ , характеризующая изменение объема источника давления (см. рис. 10).

Наблюдалось хорошее согласие (коэффициент корреляции  $r=0,7$ ) между ожидаемым весом накопленной магмы  $\omega$  и величиной вертикальных деформаций  $U_z$  (см. рис. 5 и 7), а также соответствие между  $\omega$  и рассчитанным приращением объема магматического источника давления  $\delta V$  (см. рис. 5 и 10) (коэффициент корреляции между  $\omega$  и  $\delta V$  равен 0,8).

На рис. 10, кроме графиков  $Z_0$ ,  $A$  и  $\delta V$ , приведен также график  $H_E$ , показывающий перемещение центра выделившейся сейсмической энергии. Коэффициент корреляции между  $Z_0$  и  $H_E$  равен 0,7. Близость графиков  $Z_0(t)$  и  $H_E(t)$ , полученных независимым образом, свидетельствует о том, что изменения глубины эффективного источника избыточного магматического давления были реальными и что  $Z_0$  оценивалось с точностью в несколько километров. Сопоставление результатов геодезических и сейсмологических наблюдений дано ниже.

### 3. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В настоящем разделе дана общая характеристика сейсмичности района Ключевского вулкана, а также рассматриваются и анализируются результаты детальных сейсмологических исследований извержений 1978—1987 гг. Сведения о сейсмических станциях, методике обработки, подробное описание сейсмических явлений, связанных с извержениями 1974, 1978, 1980 и 1983 гг., изложены ранее [4—8, 17, 18]. Напомним лишь, что непосредственно для района Ключевского вулкана при существующей сети станций (см. рис. 1) и принятой шестислойной скоростной модели среды точность определения координат очагов была, как правило, не хуже  $\pm 2$ — $3$  км по эпицентру и  $\pm 5$  км по глубине. Теоретические оценки точности [18] были подтверждены в 1986 г. при контрольном определении известных координат пунктов взрывов ГСЗ, находившихся в районе Ключевской группы вулканов. Обработка подлежали все землетрясения, зарегистрированные не менее чем тремя-четырьмя сейсмостанциями независимо от энергетического класса  $K$ , определенного по номограмме С. А. Федотова [23].  $K=4,6 \pm 1,5$  М, где М — магнитуда, определенная по поверхностным волнам. Представительным энергетическим классом для района центрального кратера Ключевского вулкана считался  $K=5,5$  (или  $M=0,6$ ), но в ряде случаев при высоком уровне вулканического дрожания или микросейм, а также при большой частоте регистрируемых сейсмических событий, это условие не выполнялось.

#### Общая характеристика сейсмичности Ключевского вулкана

По данным многолетних детальных сейсмологических исследований [4, 17], было установлено, что основная сейсмичность в земной коре в районе Ключевской группы вулканов сосредоточена в нескольких сейсмоактивных зонах. Они расположены в пределах области, под которой в нижних горизонтах коры или в слое, переходном от коры к мантии, предполагается [29] существование большой системы промежуточных магматических очагов, питающих Ключевской долгоживущий вулканический центр.

Сейсмоактивная зона, в которой в течение последних десятилетий проявляется сейсмичность, связанная с побочными и вершинными извержениями Ключевского вулкана, расположена вокруг центрального кратера (Центральная зона). Внутри этой зоны (контуры Ц на рис. 11, а) и по ее периферии размещены почти все исторические побочные центры извержений за исключением прорывов 1932 г., которые произошли на расстоянии 20 км от вершинного кратера (см. рис. 1 и 11, а, б). В 1971—

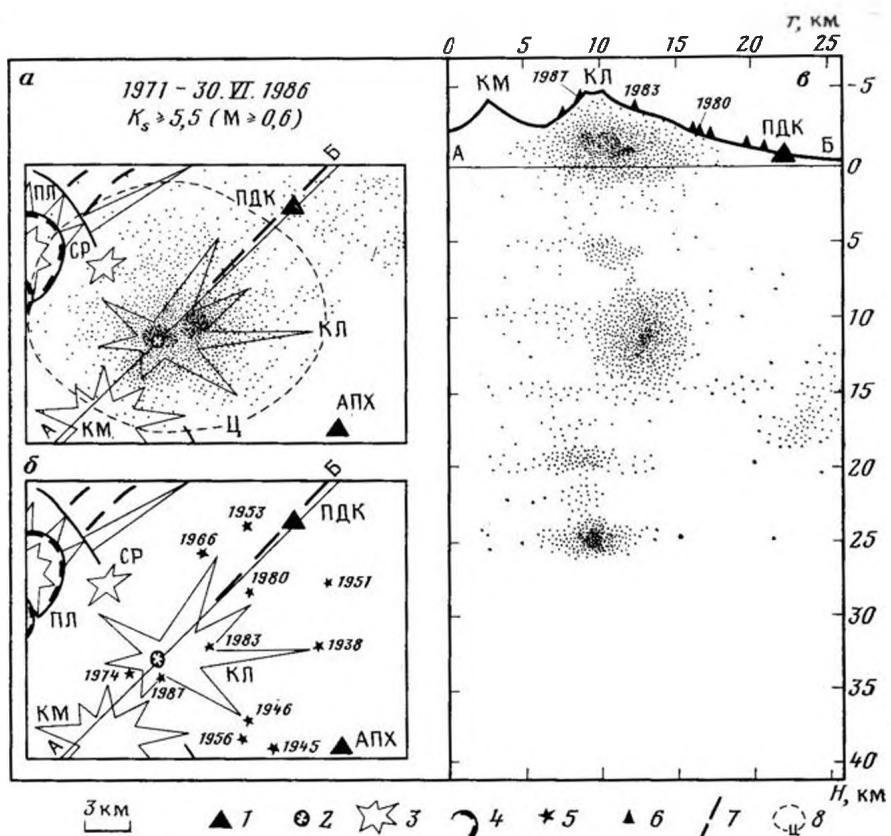


Рис. 11. Карта эпицентров землетрясений с  $K_s \geq 5.5$  или  $M \geq 0.6$  (а), схема расположения побочных извержений (б) и распределение очагов землетрясений в вертикальной плоскости, проходящей через линию АБ, в районе Ключевского вулкана за 1971—30.VI 86 г. (в). 1 — сейсмические станции; 2 — верхний кратер Ключевского вулкана; 3 — вулканические постройки; 4 — кальдеры вулкана Плоского; 5, 6 — побочные прорывы в плане (б) и в разрезе (в); 7 — предполагаемые тектонические нарушения; 8 — границы Центральной сейсмоактивной зоны. Действующий вулкан: КЛ — Ключевской; потухшие вулканы: КМ — Камень; ПЛ — Плоский; СР — Средний; ПДК — Подкова; АПХ — Апахончик

1986 гг. здесь регистрировались землетрясения с  $K_s = 5—9$  в диапазоне глубин от низов коры (20—30 км) до верхних частей вулканической постройки (см. рис. 11, в). К северо-востоку от Центральной зоны, у подножья Ключевского вулкана расположена сейсмоактивная зона Подкова (район станции ПДК и местность, расположенная к северу и востоку от нее, см. рис. 11, в), где в рассматриваемый период происходили землетрясения с  $K_{s\max}$  до 12 ( $M \geq 5$ ) и преобладающей глубиной очага 10—20 км. Землетрясения этой зоны явной связи с извержениями Ключевского вулкана не обнаруживаются.

На основании фактических данных, представленных на рис. 11, в, и в табл. 2, видно, что сейсмичность в земной коре под Ключевским вулканом распределена по глубине неравномерно.

Глубже 30 км, в слое, переходном от коры к мантии, и далее в верхней мантии вплоть до зоны Заварицкого—Бенюффа (до глубин 160 км), землетрясения под Ключевским вулканом, по крайней мере энергетического класса  $K_s \geq 7.5$  ( $M \geq 2$ ), не происходят.

При рассмотрении вертикального разреза на рис. 11, в надо учитывать, что сгущения гипоцентров на глубинах 5, 10, 15, 20 и 25 км и их разрежения между этими глубинами в большой мере объясняются тем, что точность определения глубин равна  $\pm 5$  км, из-за этого в каталоге

1971—1985 ( $K_s \geq 5,5$ )

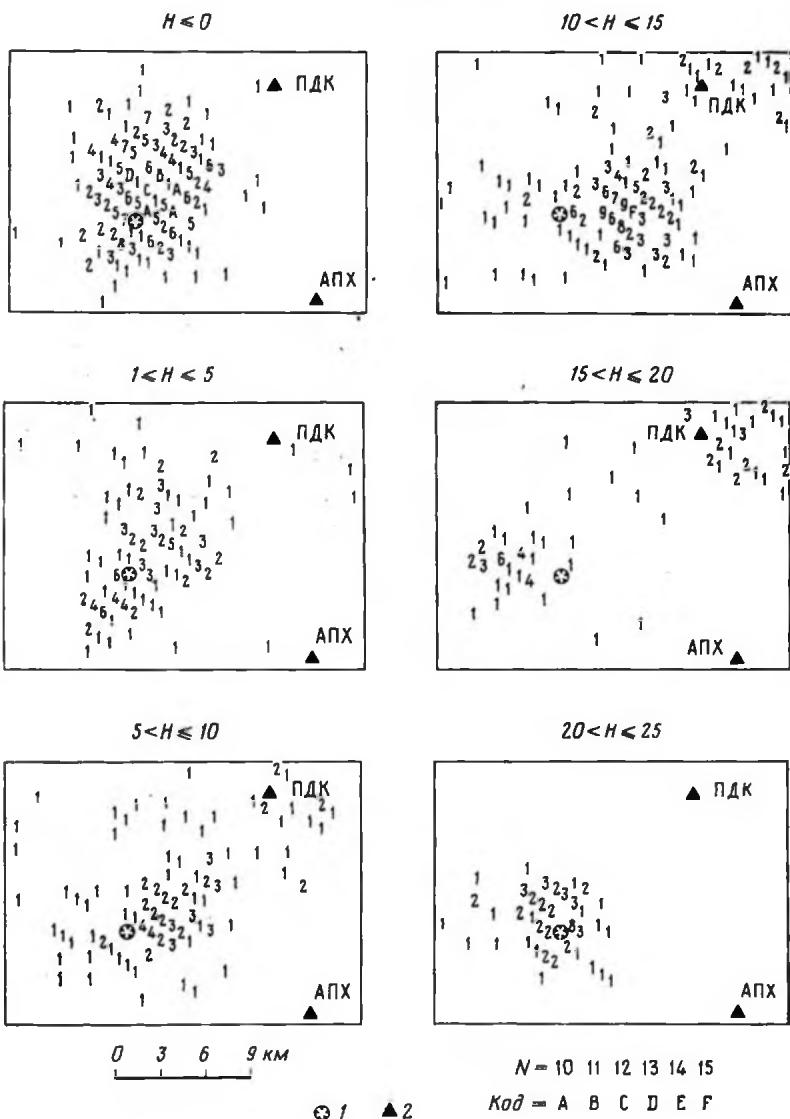


Рис. 12. Послойные карты эпицентров землетрясений Центральной зоны за 1971—1985 гг. 1 — центральный кратер Ключевского вулкана; 2 — сейсмические станции

преобладают глубины, кратные 5. По этой причине, в частности, уменьшение числа гипоцентров на глубинах 1—5 км под Ключевским вулканом на рис. 11, в — еще не является доводом в пользу того, что здесь может находиться большой неглубокий магматический очаг.

На рис. 12 приведены послойные карты эпицентров землетрясений, полученные для разных интервалов глубин с шагом 5 км. Анализ этих карт показывает, что с глубиной изменяется не только число сейсмических событий, но и размеры, и структура сейсмоактивной зоны под Ключевским вулканом.

Наибольшую площадь имеет «срез» в интервале глубин  $H \leq 0$  км, т. е. выше уровня моря, а наименьшую — в интервале глубин 15—20 км.

Плотность эпицентров непосредственно вокруг вершинного кратера наибольшая на глубинах менее 5 км. Глубже, в слоях 5—10, 10—15 и

Таблица 2

Распределение числа  $N$  землетрясений с  $K_s \geq 5,5$  и количества сейсмической энергии  $E$  по глубине в Центральной зоне Ключевского вулкана за 1971—30.VI.1986 гг.

$H$ , км	0	1—5	6—12	11—15	16—20	21—25	26—30
$N$ , число	303	121	112	200	54	132	2
$E$ , $10^6$ Дж	12 636	2262	1593	2780	133	94	1

15—20 км вокруг вертикальной проекции вершинного кратера, появляются небольшие асейсмичные « пятна ». Форма и размеры этих « пятен » на разных глубинах непостоянны, диаметр поперечника не более 3 км. Судя по этим данным, под Ключевским вулканом на глубинах 5—20 км могут существовать либо горячая пластичная область вокруг вертикального питающего канала, либо расположенные вдоль вертикали коровые магматические очаги, поперечный размер которых вряд ли превышает 3 км.

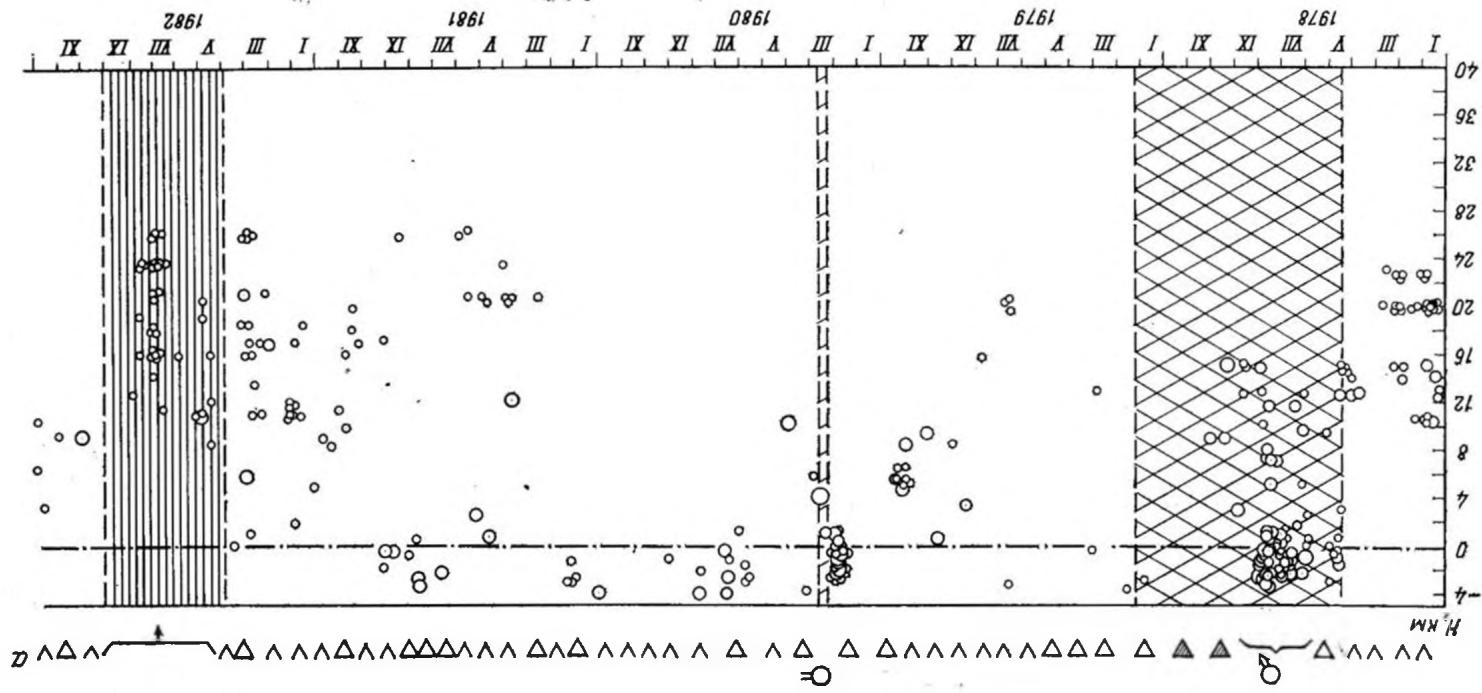
### Сейсмическая активность, связанная с извержениями Ключевского вулкана 1978—1987 гг.

В этом разделе показано по годам, как развивалась сейсмичность в Центральной зоне в 1978—1987 гг. в зависимости от состояния Ключевского вулкана. Распределение землетрясений под районом вершинного кратера по глубине и во времени показано в плоскости  $H, t$  на рис. 13, *a, b* и на серии карт эпицентров и вертикальных разрезов на рис. 14. Очаги землетрясений, указанных на рис. 13, *a, b*, взяты из области Ц на рис. 11, *a*.

1978 г. Летом происходило эксплозивно-эфузивное извержение вершинного кратера с излиянием лавы на склоны вулкана. Извержению предшествовало увеличение числа землетрясений в Центральной зоне под Ключевским вулканом на глубине 10—30 км, начавшееся приблизительно за полгода до извержения (см. рис. 13, *a*). Извержение началось в мае 1978 г. По мере возрастания его интенсивности сейсмическая активность тоже увеличивалась, переместившись в верхние горизонты земной коры и в вулканическую постройку (см. рис. 13, *a*). 17—20.VII и 8—14.VIII произошли два роя землетрясений с преобладающей глубиной очагов выше уровня моря. Эпицентральные области обоих роев располагались вокруг центрального кратера вулкана не далее чем в 6—8 км от него. Примечательно, что накануне первого роя и в промежутке между роями были отмечены землетрясения с глубиной очага более 5 км. Такими же землетрясениями 11—14 августа закончился второй рой, после чего сейсмическая активность и само извержение пошли на убыль.

Вершинное извержение 1978 г. сопровождалось непрерывным гармоническим вулканическим дрожанием умеренной силы: его средняя амплитуда на расстоянии 15 км от кратера на сейсмостанции Апахончик лежала в пределах 0,3—0,6 мкм, максимальная достигала 1,7 мкм, период колебаний — 0,8—1,0 с [17].

1979—20.II.1980 г. Слабые эксплозивные вершинные извержения, происходившие в эти годы, сопровождались небольшим вулканическим дрожанием и единичными поверхностными землетрясениями. Усилинию эксплозивной деятельности центрального кратера, наблюдавшемуся в конце декабря 1979 г.—феврале 1980 г., предшествовало небольшое оживление сейсмичности в средних и нижних горизонтах земной коры под вулканом, зарегистрированное в июле-декабре 1979 г. Примеча-



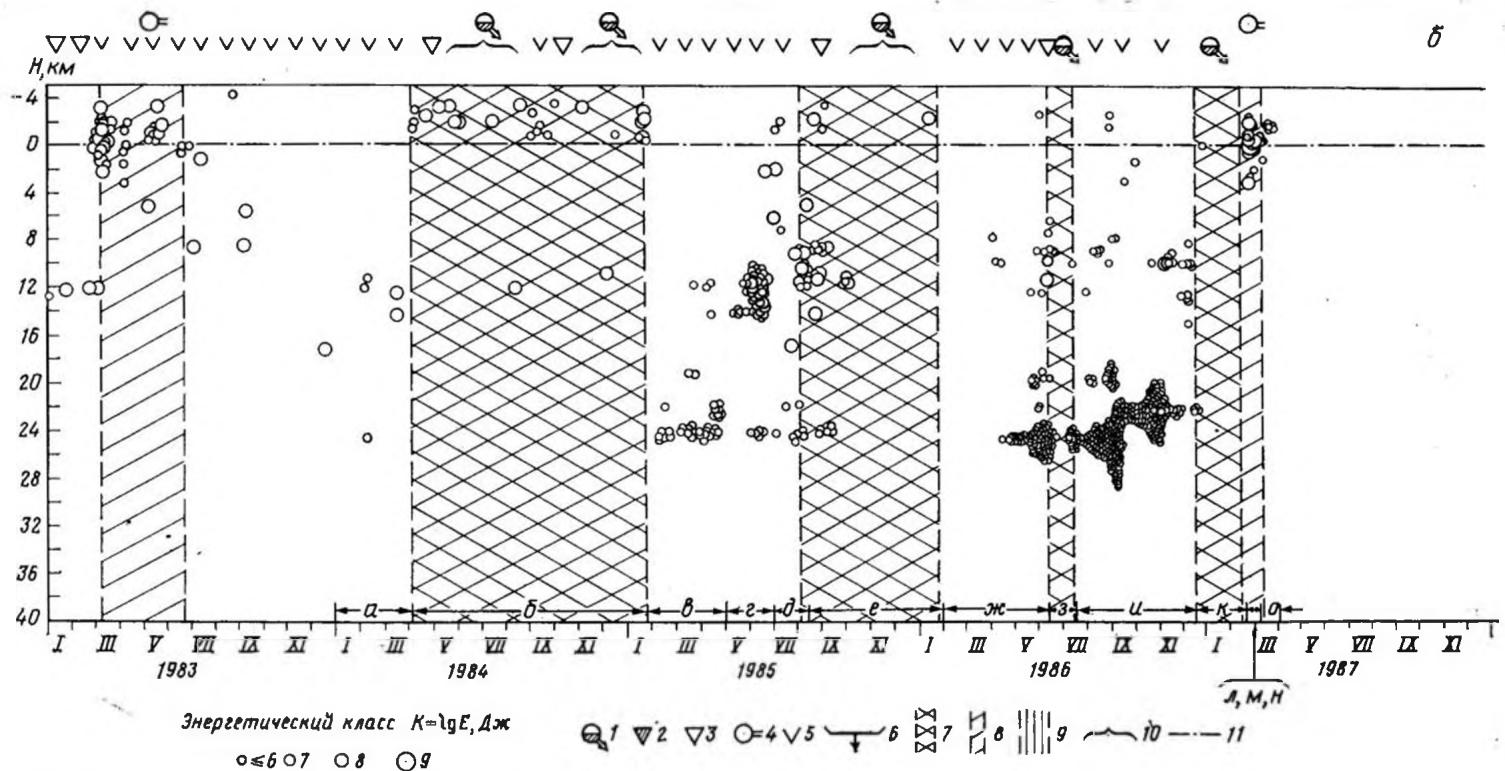


Рис. 13. Распределение очагов землетрясений в Центральной зоне под Ключевским вулканом по глубине и во времени: а—за 1971—1982 гг.; б—за 1983—31.III 1987 гг. 1—вершинные извержения с излиянием лавы на склоны вулкана; 2—вершинные извержения с излиянием лавы в кратере; 3—эксплозивная активность вершинного кратера; 4—побочные извержения; 5—фумарольная деятельность; 6—провал в вершинном кратере; 7—длительность вершинных извержений с излиянием лавы на склоны вулкана; 8—длительность побочных извержений; 9—длительность образования провала в кратере; 10—периоды излияния лавы; 11—уровень моря. В нижней части рис. 13, б стрелками и буквами а—о обозначены интервалы времени, характеризующие развитие сейсмической активности (см. рис. 14)

тельно, что глубина очагов землетрясений с июля по декабрь монотонно уменьшалась от 20—25 км до 5—8 км (см. рис. 13, а). Скорость этого перемещения составляла в среднем 4 м/ч.

**21.II.—31.XII.1980 г.** С 21.II по 5.III.1980 г. на фоне усилившегося эксплозивного вершинного извержения и появившегося вулканического дрожания развивалась сейсмическая подготовка побочного прорыва имени 8 Марта (рай землетрясений с преобладающей глубиной очагов выше уровня моря). Прорыв возник 5.III на северо-восточной окраине эпицентральной зоны предваряющего роя, в ходе развития которого наблюдалась миграция очагов землетрясений от центрального кратера на северо-восток к месту прорыва (см. рис. 1) [5, 17]. После окончания прорыва 12.III 1980 г. под Ключевским вулканом в марте-апреле было отмечено несколько землетрясений на глубинах более 5 км (см. рис. 13, а). Эксплозивная активность центрального кратера, возобновлявшаяся до августа 1980 г., снова сопровождалась появлением землетрясений в постройке вулкана.

**1981 г.** Сейсмичность Ключевского вулкана была невысокой, но характер изменения глубины землетрясений сохранялся: в периоды усиления активности центрального кратера (бомбы, пепловые выбросы) появлялись землетрясения в постройке вулкана, с окончанием извержений глубина очагов землетрясений увеличивалась до 20—30 км, а к началу новой активизации — опять уменьшалась (см. рис. 13, а).

**1982 г.** Наиболее примечательным событием этого года (конец апреля — сентябрь) явилось проседание примерно на 100 м средней части вершинного кратера Ключевского вулкана, в результате которого исчезли внутрикратерные шлаковые конусы, образовавшиеся в 1978—1980 гг. С января по август 1982 г. под кратером Ключевского вулкана преобладали землетрясения с глубиной очага более 5 км. При этом нижний предел глубин очагов находился примерно на уровне 20—30 км, а верхний в ходе формирования провала постепенно понижался.

**1983 г.** С конца декабря 1982 г. до конца февраля 1983 г. происходило эксплозивное вершинное извержение Ключевского вулкана, а с 8.III до 27.VI 1983 г. длилось эффузивное побочное извержение Предсказанное (см. рис. 1).

Во время вершинного извержения глубины очагов землетрясений Центральной зоны оставались по-прежнему достаточно большими (10—15 км), рис. 13, б. Извержение сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием и взрывными землетрясениями [4]. 28.II в 4 км к северо-востоку от кратера на глубинах 10—15 км произошло землетрясение с  $K_s=8,3$  км ( $M \approx 2,5$ ), спустя несколько часов после которого вершинное извержение и вулканическое дрожание прекратились. Еще через несколько часов (см. рис. 13, б) примерно в том же месте, но на меньшей глубине (2—3 км) начал развиваться рой землетрясений (1—7 III), закончившийся 8.III побочным прорывом Предсказанный [4]. Глубина очагов землетрясений в рое по мере приближения извержения уменьшалась. Эпицентральные области роев землетрясений, предварявших и сопровождавших побочное извержение с марта по июнь 1983 г., располагались вокруг эруптивного побочного центра. Кроме землетрясений, во время побочного извержения регистрировалось умеренное вулканическое дрожание, которое к моменту окончания извержения приобрело пульсирующий прерывистый характер. После окончания извержения побочного прорыва Предсказанный сейсмическая активность вновь переместилась в район центрального кратера Ключевского вулкана. Глубина очагов землетрясений возросла до 10—20 км (см. рис. 13, б).

**1984—III.1987 гг.** В этот период, как было показано выше, происходили вершинные (IV.1984—III.1987 гг.) и побочное (23.II—13.III.1987 гг.) извержения Ключевского вулкана. В дополнение к рис. 13, б развитию сейсмической деятельности в Центральной зоне под

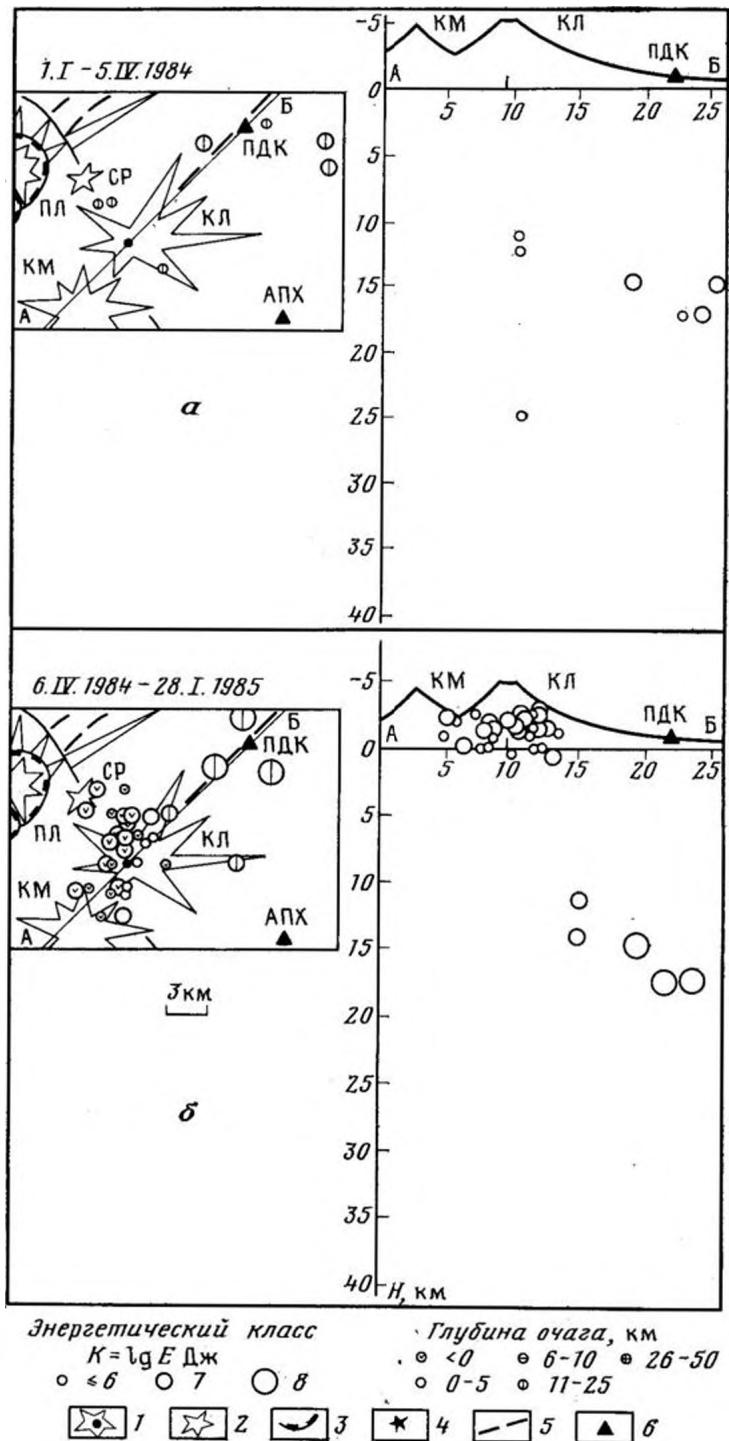


Рис. 14. Развитие сейсмической активности Ключевского вулкана во время извержений вершинного и побочного 1984—1987 гг. по интервалам времени (*α*—*β*). 1 — действующие вулканы; 2 — потухшие вулканы; 3 — кальдеры; 4 — центры побочных извержений; 5 — предполагаемые тектонические нарушения; 6 — сейсмические станции

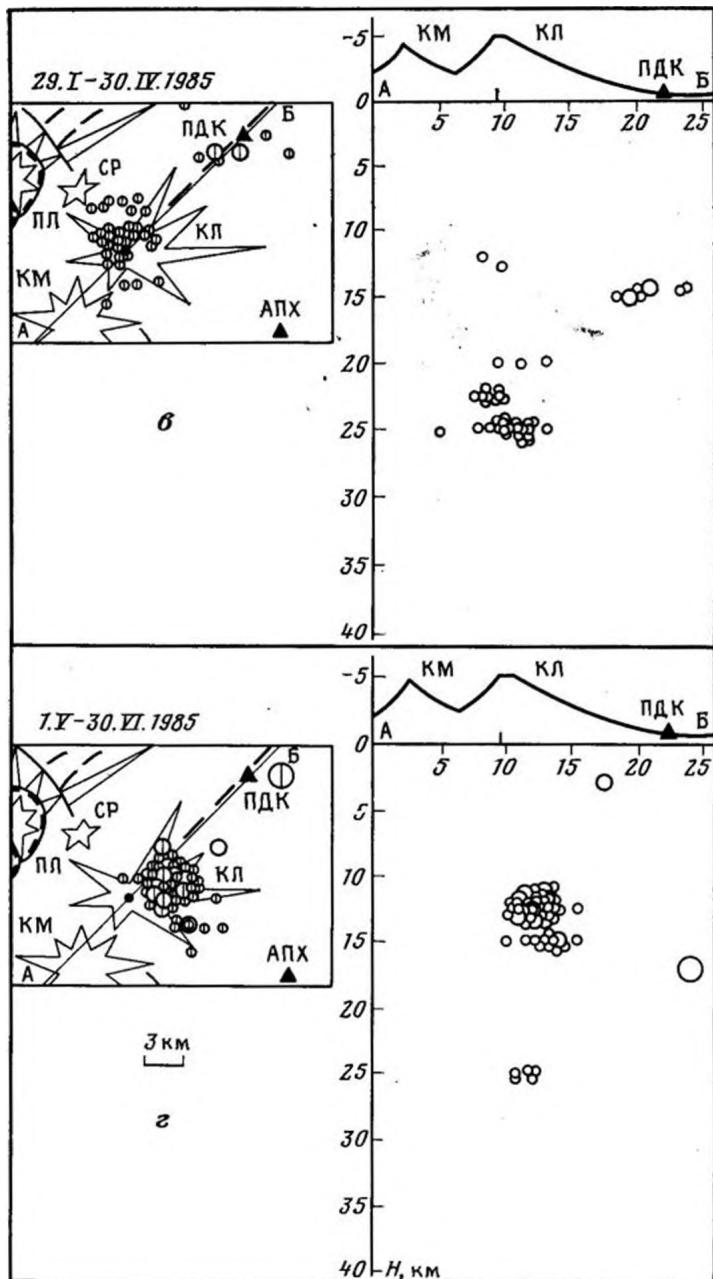


Рис. 14, *в*, *г*

Ключевским вулканом в 1984—III.1987 гг. показано на серии карт и разрезов на рис. 13, *а*—*о*.

В январе-марте 1984 г., накануне извержения центрального кратера, в Центральной зоне происходили слабые землетрясения на глубине 10—25 км (см. рис. 13, *б*, 14, *а*).

С 6.IV.1984 г. по 28.I.1985 г., в ходе первых пяти этапов извержения [34], следовавших непрерывно один за другим или с короткими паузами, наблюдались землетрясения в постройке вулкана на глубине 0—4 км выше уровня моря. Землетрясений было сравнительно немного (см. рис. 14, *б*). В то же время извержение сопровождалось сильным

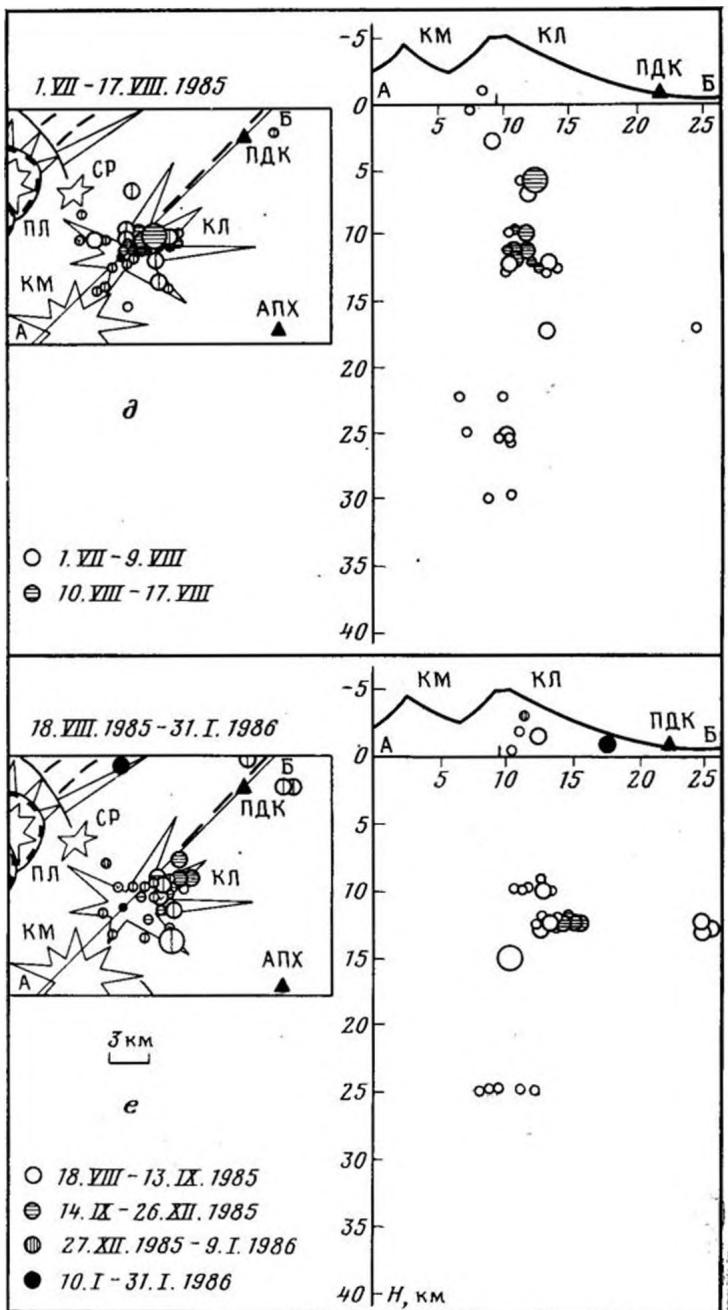


Рис. 14, д, е

вулканическим дрожжанием, которое было максимальным в июле-августе 1984 г. (10—12 мкм на сейсмической станции Апахончик в 15 км от кратера; см. рис. 1), когда эксплозивно-эфузивная деятельность вулкана была наиболее интенсивной. Такой характер сейсмической деятельности, вероятно, указывал, что канал вулкана был открыт.

Во время наступившего периода покоя в феврале — августе 1985 г. сейсмичность переместилась в средние и нижние горизонты земной коры. Интересно, что в течение первых трех месяцев «затишья» наибольшее количество землетрясений было отмечено на глубине 20—30 км,

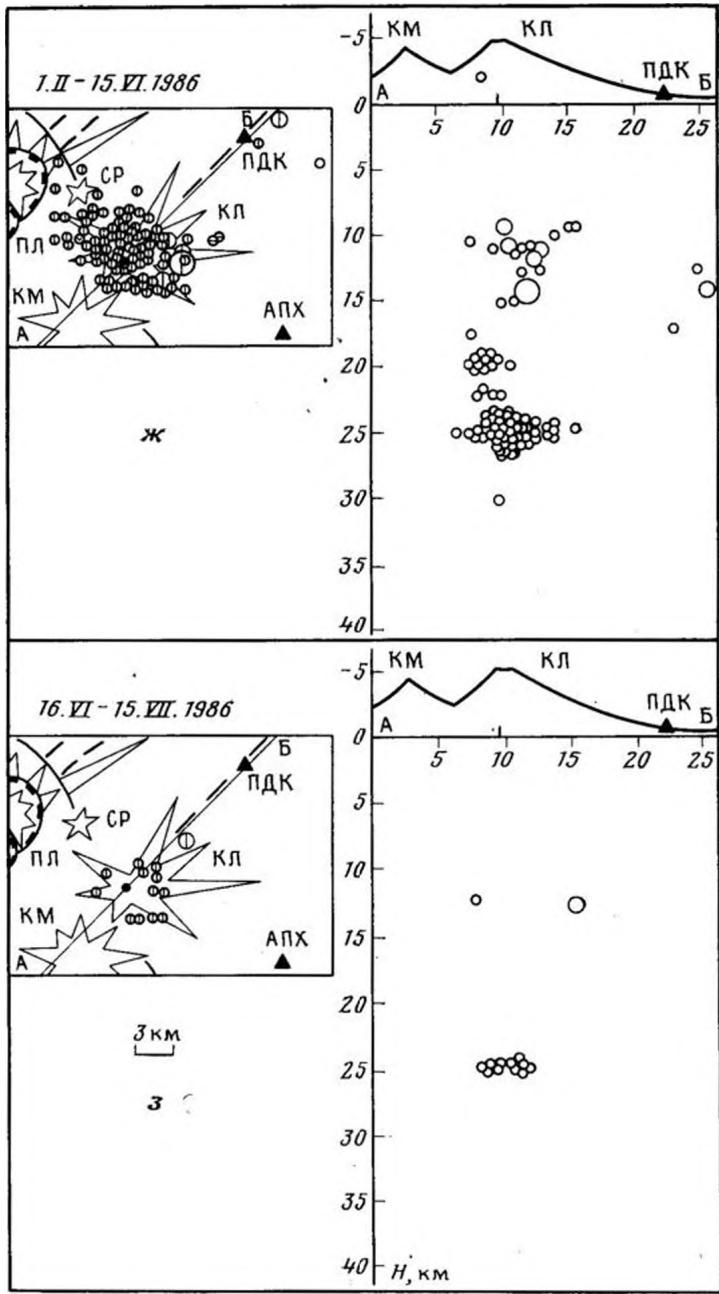


Рис. 14, ж, з

(см. рис. 13, б, 14, в), а в последующие три с половиной месяца, перед возобновлением извержения (уже в середине августа 1985 г. на сейсмостанции Алахончи появилось вулканическое дрожание), преобладающее количество сейсмических событий, в том числе относительно более сильные, произошли на глубине 10—15 км и менее (см. рис. 14, г, д). Примечателен столб очагов на глубинах 0—30 км, наблюдавшийся за 17 дней до вершинного извержения, гипоцентры в котором мигрировали вверх (см. рис. 14, д). Скорость миграции составляла в среднем 50 м/час.

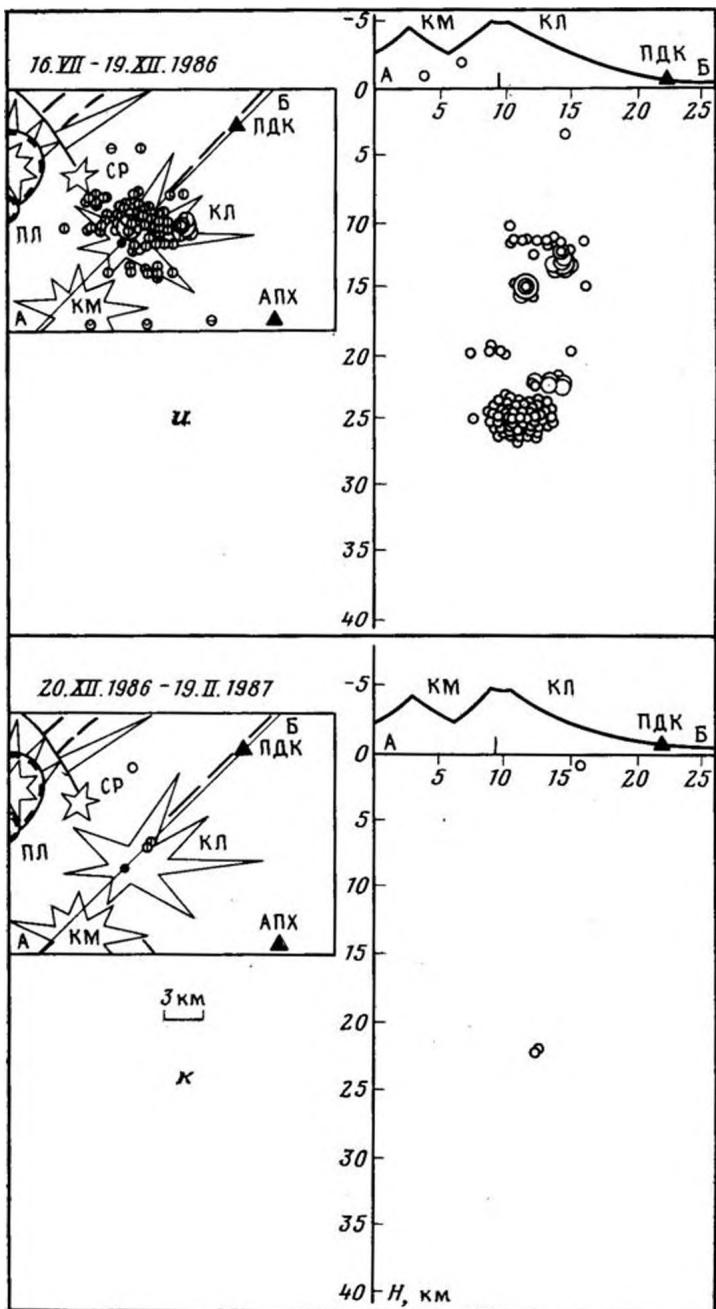


Рис. 14, *u, k*

Развитие сейсмической активности во время вершинного извержения в августе 1985—январе 1986 гг. показано на рис. 14, *е*. Видно, что в начальный период возобновления вулканической активности (18.VIII—13.IX.1985 г.) землетрясения наблюдались на трех уровнях: 20—30, 10—15 км и 0—3 км выше уровня моря. По мере усиления извержения сейсмичность смешалась вверх.

С наступлением новой паузы в извержении в феврале—июне 1986 г. очаги землетрясений сначала переместились вниз, на глубину 8—10, потом 20—30 км, где со второй половины мая сейсмичность значительно

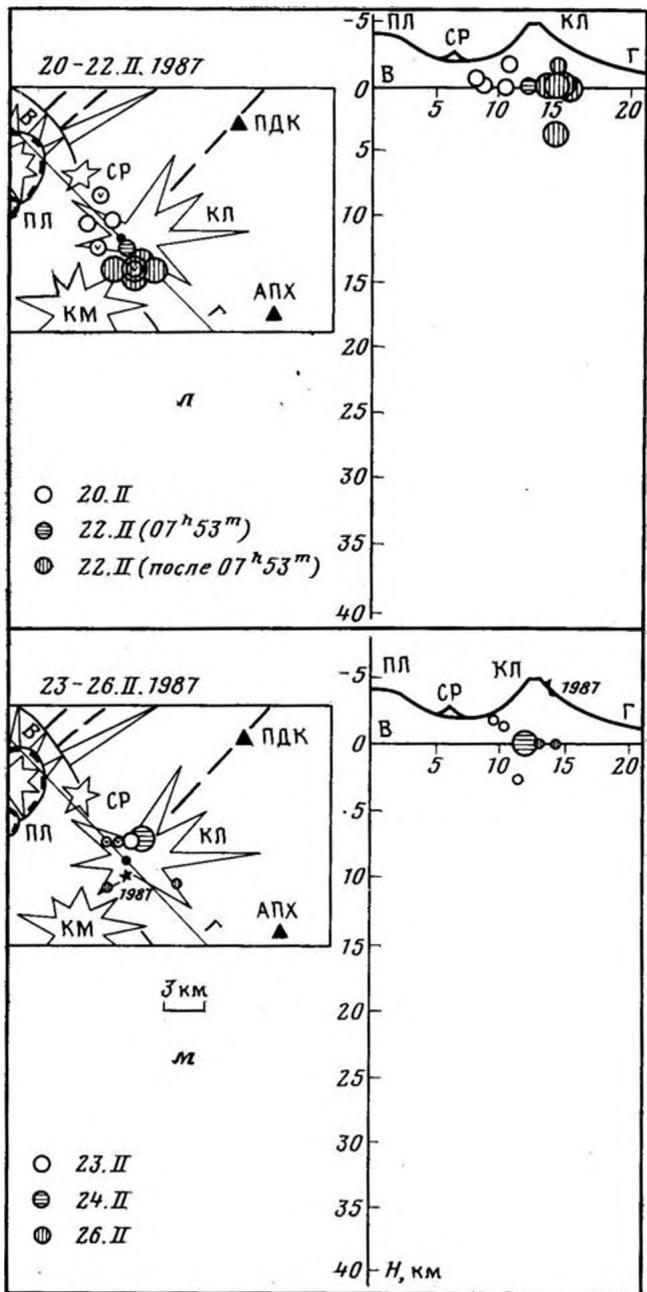


Рис. 14, *л, м*

возросла (см. рис. 13, б, 14, ж). Одновременно с сейсмической активностью в низах коры в начале июня, накануне нового усиления вершинного извержения опять наблюдался подъем сейсмичности вверх: землетрясения относительно более высокого энергетического класса  $K_e = 7-8$  появились на глубинах 10—15 и 6—10 км (см. рис. 13, б и 14, ж).

Месячный период эксплозивно-эффузивной активности вершинного кратера (16.VI—15.VII.1986 г.) характеризовался кратковременным снижением уровня сейсмичности в Центральной зоне (см. рис. 14, з).

Во время последующих периодов покоя (16.VII.—19.XII.1986 г.) и в ходе извержения с 20.XII.1986 г. по 19.II.1987 г. развитие сейсмической

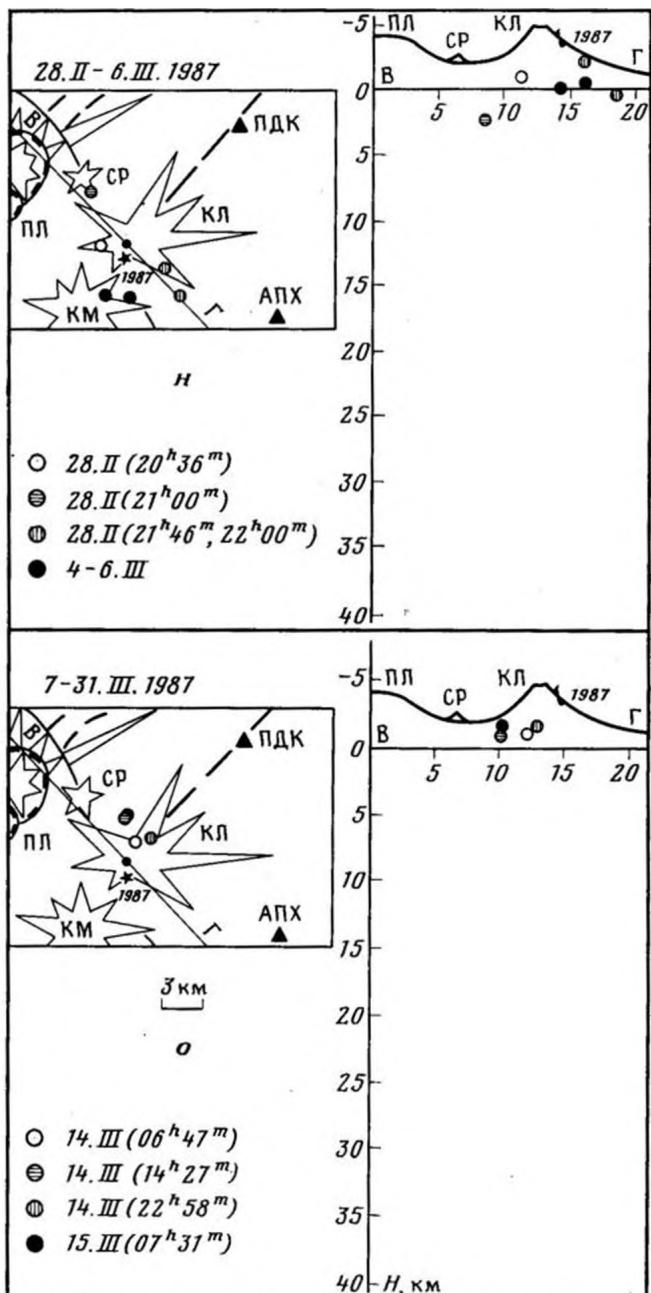


Рис. 14, н, о

активности под Ключевским вулканом, происходило по уже наблюдавшейся ранее схеме (см. рис. 13, б, 14, и, к): увеличение числа землетрясений сначала на глубине 20—30 (XII—IX.1986 г.), потом 20—25 км (IX—XI.1986 г.), затем на глубине 10—15 км с одновременным возрастанием энергии землетрясений (XI—XII.1986 г.). Далее, во время вершинного извержения в I—II.1987 г., отмечалось перемещение сейсмичности в верхние горизонты земной коры, уменьшение числа землетрясений и появление интенсивного дрожания.

Пространственно-временной ход сейсмичности, связанной с подготовкой и развитием последнего побочного извержения Предвиденное,

показан на рис. 14, л, м, н, о. На них для большей наглядности взята другая плоскость проекции — ВГ вместо АБ. Предваряющий рой землетрясений 20—22.II.1987 г. развивался на небольшой глубине (в основном 0—3 км выше уровня моря). Как и накануне прорыва в марте 1980 г. в процессе развития роя наблюдалось смещение эпицентров землетрясений с северо-западного склона вулкана на юго-восточный, к месту раскрытия боковой трещины 23.II.1987 г. В то же время существенного изменения глубины очагов не происходило, наиболее глубокое землетрясение с  $H=3$  км было зарегистрировано под местом будущего прорыва незадолго до его начала (см. рис. 14, д). В дальнейшем, до раскрытия второй трещины 6.III.1987 г., возникновение землетрясений то к северо-западу, то к юго-востоку от центрального кратера наблюдалось дважды (см. рис. 14, м, н). После окончания побочного извержения вплоть до 31.III.1987 г. слабые поверхностные землетрясения регистрировались только на северном и северо-восточном склонах Ключевского вулкана (см. рис. 13, б, 14, о).

Анализ приведенных выше данных позволяет прийти к ряду важных заключений.

Сейсмичность на разных по глубине слоях земной коры под Ключевским вулканом неодинаково связана с вулканической активностью. Землетрясения с глубиной очага менее 5 км происходят преимущественно накануне (за 3—15 сут) и во время побочных извержений, а также во время центральных извержений вулкана. В средних и нижних горизонтах земной коры (10—30 км) землетрясения могут возникать при любом состоянии вулкана. Однако преобладающее их количество регистрируется в периоды между извержениями, предваряя за время от нескольких недель до нескольких месяцев усиление деятельности вулкана: либо извержение вершинного кратера, либо побочное извержение, либо совместно оба таких извержения.

По данным детальных сейсмологических наблюдений за 1971—30.VI 1986 г. для полугодовых интервалов времени были определены некоторые количественные характеристики сейсмической деятельности Ключевского вулкана: глубина центра выделившейся сейсмической энергии

$$\bar{H}_E = \frac{\sum_{i=1}^N H_i E_i}{\sum_{i=1}^N E_i}, \text{ где } E_i \text{ — энергия одного землетрясения, число землетрясений } N \text{ с уровнем } K_i \geqslant 5,5 \text{ (M} \geqslant 0,6\text{) на глубине от кратера до } 30 \text{ км;}$$

суммарная энергия землетрясений  $E = \sum_{i=1}^N E_i$  Дж. Изменение этих характеристик во времени показано на рис. 15, а—в.

На графике  $\bar{H}_E(t)$  (см. рис. 15, а) видно, что наименьшая глубина центра выделившейся сейсмической энергии  $\bar{H}_E$  (выше уровня моря) наблюдалась в 1971—1987 гг. в периоды сильных вершинных извержений и побочных прорывов в 1978 и 1980 гг. Во время побочных извержений 1974 и 1983 гг. глубина центра  $E$  возрастала до 3—5 км, а в сравнительно спокойные периоды, в перерывах между извержениями, глубина центра  $H_E$  была наибольшей (13—19 км). В целом зависимость  $\bar{H}_E(t)$  на рис. 15, а имеет квазипериодический характер. Чередование убывания и возрастания глубины удивительно последовательно прослеживается на протяжении всего рассматриваемого периода наблюдений с 1971 по 1987 гг. и является, по-видимому, важной чертой, присущей механизму деятельности Ключевского вулкана.

Следующий график  $N(t)$  на рис. 15, б показывает, что за исключением 1984 г., все существенные изменения в состоянии Ключевского вулка-

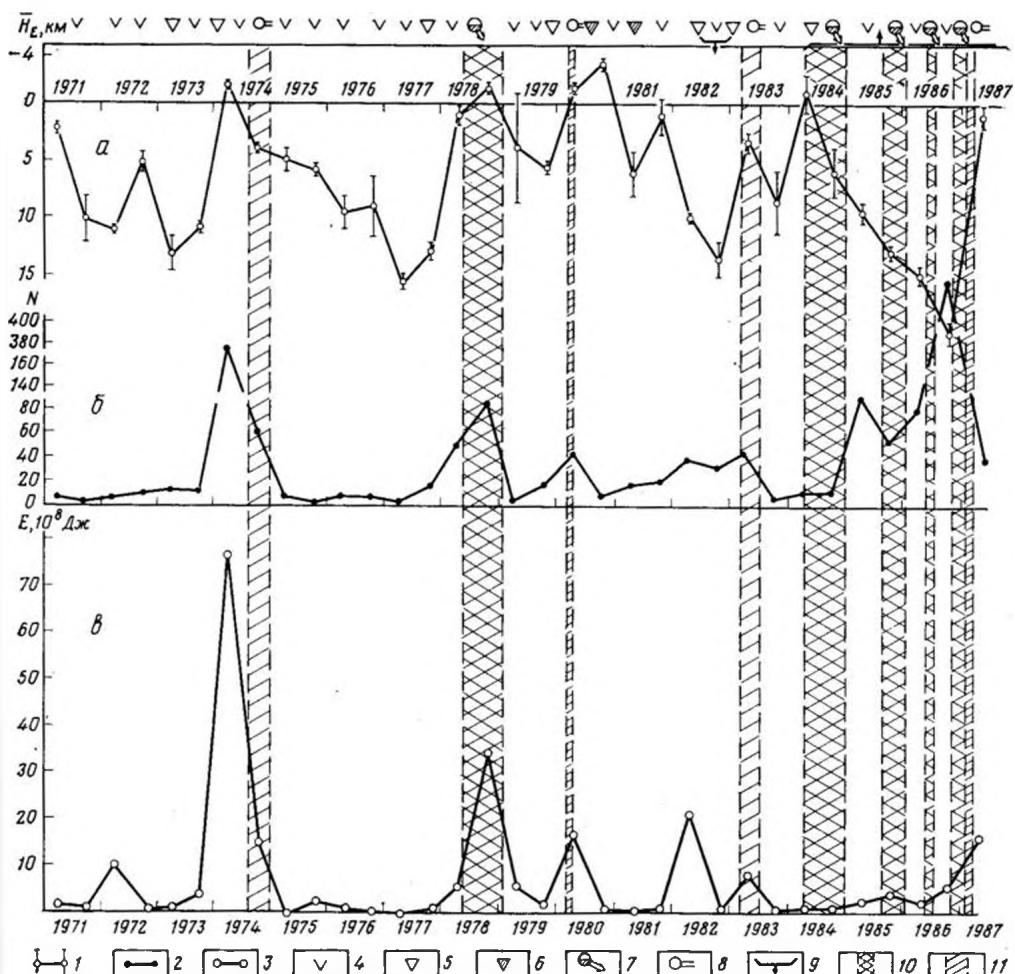


Рис. 15, а, б, в. Изменение во времени полугодовых значений глубины центра выделившейся сейсмической энергии  $H_E$ , (а); числа землетрясений  $N$  с уровнем  $K \geq 5,5$  ( $M \geq 0,6$ ) (б); выделившейся суммарной сейсмической энергии  $\Sigma E$  (в) в Центральной зоне под Ключевским вулканом за 1971—30.VI 1987 гг. 1 — график  $\bar{H}_E(t)$ ; 2 — график  $N(t)$ ; 3 — график  $\Sigma E(t)$ ; 4 — фумарольная деятельность вершинного кратера; 5 — взрывоизверженная активность вершинного кратера; 6 — вершинные извержения с излиянием лавы в кратер; 7 — вершинные извержения с излиянием лавы на склоны вулкана; 8 — побочные извержения; 9 — проседание в вершинном кратере; 10 — длительность вершинных извержений с излиянием лавы на склоны вулкана; 11 — длительность побочных извержений

на (вершинные извержения, побочные прорывы, проседание в кратере) характеризовались увеличением числа землетрясений в постройке вулкана и в земной коре под ним. Среднее за полгода значение  $N$  за 1971—30.VI 1986 гг. составляло  $\sim 30$  событий  $K \geq 5,5$  ( $M \geq 0,6$ ).

Характер изменения  $\Sigma E$  на рис. 15, в в целом повторяет ход кривой  $N(t)$ , но в конце исследуемого периода отмечаются расхождения. Число землетрясений под Ключевским вулканом (см. рис. 15, б) во втором полугодии 1986 г. достигло максимального значения (411 событий с  $K \geq 5,5$ ), а в первом полугодии 1987 г. пошло на убыль, хотя и превышало средний уровень. В то же время величина выделившейся при землетрясениях сейсмической энергии (см. рис. 15, в) в первом полугодии 1987 г. (а практически во время роя 20—22.II 1987 г., предварявшего побочное извержение Предвиденное) была на порядок выше, чем в предыдущем втором полугодии 1986 г. Различие в ходе кривых  $N(t)$  и  $\Sigma E(t)$  в конце

1986 — начале 1987 гг. показывает, что в оценке состояния Ключевского вулкана по сейсмологическим данным более существенным, определяющим фактором является суммарная энергия землетрясений, а не их число.

В следующем, заключительном, разделе статьи проводится сопоставление сейсмологических и геодезических данных.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. МЕХАНИЗМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА. ОЦЕНКА ЕГО СОСТОЯНИЯ

Выше были изложены следующие данные наблюдений за деятельностью Ключевского вулкана в период с 1978 по март 1987 гг.: сведения об его извержениях (раздел 1); данные о вертикальных деформациях вулкана и перемещениях центра эффективного давления под ним (раздел 2); данные о размещении и миграциях очагов землетрясений, происходивших в эпицентральной зоне вулкана от дна кратера до глубины 30 км (раздел 3), где находятся низ земной коры или слой, переходный от коры к мантии. Сопоставление этих сведений впервые дало возможность представить полную схему магматического питания и деятельности Ключевского вулкана и построить соответствующую модель. Прежде чем перейти к ним, напомним основные известные данные о механизме деятельности Ключевского вулкана и ряд положений, которые могут использоваться в настоящее время, как опорные.

Ключевской вулкан, как и остальные 28 действующих вулканов Камчатки, кроме Ичинского, явно связан с сейсмофокальной зоной Курило-Камчатской островной дуги — зоной Вадати — Заварицкого — Беньоффа. Отмечалось, что вертикальные проекции вулканов на среднюю плоскость этого сейсмофокального слоя ложатся на область, где сейсмичность в сейсмофокальном слое резко ослабевает [19, 47]. Пояс вулканов Камчатки строго параллелен сейсмофокальной зоне и оси Курило-Камчатского глубоководного желоба. Не вызывает сомнений, что в данном случае положение пояса действующих вулканов определяется процессами, происходящими в сейсмофокальном слое на глубинах 125—200 км. Верхняя поверхность сейсмофокального слоя находится под Ключевским вулканом на глубине 160 км [32].

Число землетрясений в фокальном слое резко убывает под вулканами, свидетельствуя о том, что процессы, связанные с образованием магм, происходят внутри, в толще фокального слоя, а не на его поверхности. Это не вяжется с представлениями теории литосферных плит, на которых фокальная зона представляет собой погружающуюся холодную океаническую плиту, а магмы образуются над ней при отделении летучих из слоя морских осадков, лежащих над фокальной зоной и затянутых с плитой. Эти расхождения нуждаются в отдельном рассмотрении. Возможно, что здесь происходят явления, пока еще неизвестные.

Замечено, что сильным извержениям Ключевского и других вулканов Камчатки предшествует усиление сейсмической деятельности, появление групп землетрясений в сейсмофокальном слое на глубине 70—300 км на эпицентральных расстояниях до 150—250 км от вулкана за 1—2 мес до извержений [37]. Эта важная особенность свидетельствует в пользу того, что, вероятно, вулканы соединяются с сейсмофокальным слоем не гипотетическим потоком летучих, медленно диффундирующих или фильтрующихся сквозь астеносферу, а каналами, по которым осуществляется гидравлическая связь. Возможно, что эти каналы представляют собой диапир в нижней части и более узкую магматическую колонну в астеносфере [24—26, 28, 29].

Так или иначе, оценки гидростатического равновесия в магматическом канале, питающем Ключевской вулкан высотой 5 км, показывают, что основание магматической колонны должно находиться на глубине ~60 км, если он заполнен основной базальтовой магмой с плотностью

2,85 г/см<sup>3</sup>, и на глубине около 200 км, если он заполнен магмой ультраосновного состава с плотностью 3,2 г/см<sup>3</sup> [25, 44]. Судя по этим данным, питающий канал Ключевского вулкана, вероятно, заполнен магмой от постройки вулкана до глубин не менее 60 км, или, иначе говоря, область выплавления его магмы находится глубже 60 км.

По расчетам, базальтовая магма способна подниматься сквозь астеносферу в магматических колоннах радиуса 300—800 м со скоростью 1,5—3 м/год, затем накапливаться в крупных промежуточных магматических очагах, располагающихся в слое, переходном от коры к мантии, или в нижних слоях коры [25, 26, 28, 44].

Подтверждение этому было получено при наблюдениях за возникновением и миграцией роев землетрясений, сопровождавших Большое трещинное Толбачинское извержение, которое происходило в Ключевской группе вулканов в 1975—1976 гг. Судя по размерам области, в которой наблюдалось землетрясения, связанные с этим извержением, поперечные размеры системы связанных промежуточных очагов равняются примерно 80 км, а по расчетам, их общий объем оценивается величиной (2—4) · 10<sup>3</sup> км<sup>3</sup>, вероятная глубина залегания равняется 20—40 км [28, 29, 35].

Глубина залегания промежуточных очагов оценена по данным сейсмологических наблюдений и ГСЗ. Рой землетрясений, предшествовавший Большому трещинному Толбачинскому извержению, возник на глубине ~20 км, затем стал смещаться вверх [29]. Наибольшее избыточное давление в магматической колонне существует там, где плотность магмы равна плотности окружающих пород. Поэтому в питающих каналах вулканов, заполненных базальтовой магмой, с плотностью 2,5—2,8 г/см<sup>3</sup>, наибольшее интрузивное давление существует в средних и нижних слоях коры, а в каналах с ультраосновной магмой — в слое, переходном от коры к мантии [25, 44]. По данным ГСЗ [3], под Ключевской группой вулканов кровля «базальтового слоя» находится на глубинах 18—20 км, а переходный слой располагается на глубинах 30—40 км.

Вершинный кратер Ключевского вулкана находится на расстоянии примерно 20 км от северо-восточного края области промежуточных очагов, и кратеры всех побочных извержений Ключевского вулкана, вплоть до самой удаленной группы кратеров Туйла (20 км), расположены, по-видимому, в пределах границ системы промежуточных очагов Ключевской группы вулканов.

В астеносфере магма вслыхивает. Механизм ее подъема здесь — гравитационная конвекция вязких жидкостей. Такое перемещение магмы должно происходить под Ключевским вулканом, и механизм подъема его основной магмы из астеносферы до нижних слоев коры и ее накопления там в крупных промежуточных очагах представляется понятным в основных чертах.

Механизм подъема базальтовой магмы из промежуточных магматических очагов сквозь литосферу и прочную кору к земной поверхности иной. Здесь происходит движение магмы под действием избыточного давления в питающих магматических очагах и каналах по короткоживущим дайкам или устойчивым округлым цилиндрическим каналам. Свойства этих важных явлений мало известны.

В данной работе рассматривается та часть питающей системы Ключевского вулкана, которая находится в земной коре, исследуются ее положение, строение и действия. Объем, в котором находятся питающие каналы и очаги вершинных и побочных извержений, включает в себя конус вулкана высотой около 4750 м и толщу земной коры радиусом 20—25 км вокруг центрального кратера (20 км — расстояние до самого дальнего исторического побочного кратера) на глубинах 0—30 км.

Ключевской вулкан существует ~7000 лет. Он молод и находится в начальной стадии своего развития. Это базальтовый вулкан-гигант, который равномерно действует с расходом магмы  $60 \cdot 10^6$  т/год, находясь

в активном состоянии около половины времени. По теоретическим представлениям и расчетам, вершинный кратер такого вулкана должен иметь устойчивый вертикальный питающий канал, диаметр которого может достигать 1 км [31, 45], а побочные извержения — питаться трещинами-дайками, образующимися перед такими извержениями и отмирающими вскоре после них [26, 28].

Температура стенок питающего канала 1100—1200° С. Она постепенно снижается по мере удаления от канала до температуры окружающей среды. В области вокруг канала, где температура равна 1100—700° С, породы должны быть пластичными, а землетрясения либо сильно уменьшаться в числе, либо отсутствовать. В середине области очагов землетрясений, окружающих питающий канал (или каналы) вулкана, может находиться асейсмичное столбообразное тело.

Возраст вулкана мал для того, чтобы на его питающем канале успели образоваться большие коровье или периферические очаги [27, 46]. Теоретические выводы о коровых и периферическом очагах Ключевского вулкана согласуются с данными о строении вулкана и его «корней». Нет признаков кальдеры, свидетельствующей о существовании большого неглубокого магматического очага под вулканом. Сейсмологические исследования пока что не обнаружили больших асейсмичных объемов на глубинах 0—10 км под Ключевским вулканом (см. рис. 11, 12).

Новые данные, изложенные в разделах 1, 2, 3, существенно пополняют и позволяют развить представления о строении и механизме деятельности питающих магматических очагов Ключевского вулкана, находящихся в земной коре на глубинах 0—30 км. Сейсмологические данные уточнили форму и положение питающей магматической системы вулкана.

Землетрясения в упругой среде возникают при изменении поля напряжений в ней. Вокруг магматических каналов и очагов это происходит при внедрении, как правило, пластовых интрузий (даек и силлов) или при изменении давления в существующих магматических каналах или очагах. Сейсмологические наблюдения показали, что такая живая магматическая деятельность сосредоточена под Ключевским вулканом в вертикальной области, простирающейся от вершинного кратера до глубин 25, максимум 30 км, наиболее сейсмичная часть которой имеет по-перечник ~5—7 км (см. рис. 11, 13). Внутри этой столбообразной зоны на глубинах от 5 до 15—20 км намечается центральная асейсмичная часть, поперечные размеры которой меньше 3 км (см. рис. 12). Видимо, это след пластичной зоны, которая должна существовать вокруг главного питающего канала вулкана. Не обнаружены асейсмичные изометрические объемы размером 5 км и более, которые могли бы отождествляться с крупными магматическими очагами. Так как ошибки определения глубин очагов достигают 5 км, то по сейсмологическим данным пока что нельзя сделать заключения относительно существования магматических очагов меньшего размера (см. рис. 11, 12).

Рои землетрясений, выходящие за пределы вертикального сейсмичного столба под Ключевским вулканом, наблюдаются при подготовке и развитии побочных извержений, происходящих на расстояниях более 5 км от кратера.

Судя по изменению числа землетрясений с глубиной (см. табл. 2), изменение поля напряжений при магматической деятельности в питающей системе происходит примерно с одинаковой интенсивностью на глубинах 0—25 км и возрастает вдвое в конусе вулкана. Последнее может быть вызвано меньшей прочностью вулканической постройки по сравнению с породами слоев земной коры.

Другие сведения, необходимые для выяснения механизма деятельности питающей системы Ключевского вулкана, содержатся в данных геодезических наблюдений (раздел 2; рис. 6 и 10).

В 1981—1987 гг. центр эффективного давления под Ключевским вулканом перемещался в интервале глубин 3—19 км. Вместе с ним перемещался центр выделившейся сейсмической энергии (см. рис. 10). Коэффициенты корреляции более 0,7. Согласие результатов независимых геодезических и сейсмологических наблюдений показывает, что этот процесс действительно происходит. Менее надежно установлено, что одновременно шло изменение эффективного объема магматических каналов и очагов, оказывающих давление на окружающую упругую среду. Приращение эффективного объема менялось в 1981—1987 гг. в 4—8 раз, причем имело максимальную величину до большого побочного извержения 1983 г. и наименьшую после него (см. рис. 10). Такое изменение произошло быстро — в течение 4 мес побочного извержения. По-видимому, наблюдалось одно из главных явлений в деятельности питающей системы Ключевского вулкана. Его возможное объяснение сводится к следующему.

В 1981—1987 гг. лава вытекала из боков в вершинном кратере, уровень лавового и магматического столба в жерле и питающем канале вулкана был примерно постоянен, следовательно, и избыточное давление в канале не менялось существенным образом. Большое изменение эффективного давления на окружающую среду должно было вызываться быстрыми изменениями поверхности, формы каналов и очагов, наполненных магмой. Поскольку быстрое образование крупных изометрических магматических очагов в земной коре невозможно [27, 46], то быстрое изменение объема может идти двумя другими способами — либо путем образования даек и силлов, либо при подключении к питающей системе еще не застывших тел (магматических очагов, силлов), которые до этого были изолированы от нее.

Вероятно, что временное увеличение объема эффективного источника давления при побочном извержении 1983 г. (см. рис. 10), было вызвано образованием большой питающей дайки и избыточным давлением в ней магмы. Объем источника вернулся к прежним размерам, когда извержение прекратилось, и исчезло избыточное давление в новой дайке.

Происходит образование даек, ответвляющихся от главного питающего канала. Оно завершается побочными извержениями, если дайки достигают земной поверхности. Присоединение к питающей системе изолированных магматических тел является пока что предположением. Оно подкрепляется тем, что сходные явления существуют. Они наблюдаются, например, в Воеточном рифте вулкана Килауэа [53].

Землетрясения, а следовательно, и изменения напряжений вокруг питающей системы вулкана происходят с перерывами не более 2—3 мес, т. е. почти постоянно. Вероятной причиной этого является большое избыточное давление в магматических каналах, которое по расчетам может достигать под базальтовыми вулканами величины 1000 бар на глубинах 0—30 км [25, 44]. На глубинах 0—20 км под Ключевским вулканом избыточное магматическое давление  $\Delta P$  по приближенным оценкам может превышать 700 бар (см. раздел 2; табл. 1). Вязкая жидкость, находящаяся под таким давлением, разрывает горные породы и внедряется в них. Этому внедрению должна препятствовать оболочка сильно нагретых пластичных пород, окружающих те магматические очаги и каналы, которые существуют долгое время. Однако внедрение происходит, и питающая магматическая система часто дает утечки в земной коре на глубинах выше 25 км. Исследование механизма таких внедрений магмы и условий существования канала выходит за пределы данной работы. Заметим, что существенная роль пластичной оболочки такого рода отмечалась Х. Иодером [12].

Опишем с учетом изложенных новых данных модель магматического питания и деятельности Ключевского вулкана, какой она представляется в настоящее время.

**Глубины 70—40 км, астеносфера и нижние слои литосферы.** Здесь происходит устойчивый постоянный подъем магмы из области плавления, возможно, из диапира вдоль астеносферной магматической колонны.

**Глубины 40—25 км, переходный слой от коры к мантии и нижние слои коры.** Здесь располагается область крупных промежуточных магматических очагов, в которых накапливается и дифференцирует основная и ультраосновная магма, и находится вероятный источник эксцентрических извержений.

**Глубины 25—0 км, земная кора.** Существует постоянный вертикальный канал (или несколько близких и соединяющихся каналов), по которому магма поступает из промежуточных очагов к вулкану. Поперечник канала меньше 1 км.

Постоянный канал (или каналы) окружают разогретые пластичные породы. Общий поперечник каналов и пластичной оболочки вокруг них менее 3 км. Из-за большого избыточного давления от постоянных каналов часто ответвляются пластовые интрузии — дайки и силлы. Когда дайки достигают поверхности, то начинаются побочные латеральные извержения, которые имеют эфузивно-эксплозивный характер.

Вблизи постоянных каналов могут находиться отшлифовавшиеся ранее магматические тела с остывающей магмой, которые иногда вновь подключаются к питающей магматической системе, быстро увеличиваются ее размеры и эффективное давление вокруг нее. Питающие магматические каналы в земной коре и область радиусом в несколько километров вокруг них находятся в состоянии постоянных изменений, подвижек, вызванных потоком магмы в каналах с расходом  $60 \cdot 10^6$  т/год или 1,9 т/с и избыточным давлением до 700 бар и более. Вокруг пластичной оболочки канала избыточное давление, убывающее с расстоянием от канала, еще велико, среда содержит быстро остывающие пластовые интрузии (тонкие силлы) и дайки, и поле напряжений, сложное и изменяющееся. Эти условия способствуют возникновению здесь большого числа подвижек и землетрясений.

Радиальные трещины-дайки способны удаляться от питающего канала вулкана на  $\approx 20$  км.

Не обнаружено крупных коровых или магматических очагов. Возможно, что они еще не успели образоваться, так как вулкан находится в начальной стадии своего развития.

**Глубины 0—4,5 км выше уровня моря, постройка вулкана.** Здесь находится окончание питающей системы. Сохраняется центральный канал, подходящий к вершинному кратеру, имеющему поперечник 700 м. Возникают трещины растяжения. Происходит отделение летучих, вулканические взрывы. При побочных извержениях их жерла часто действуют как лавовые бокки, в то время как основная масса газов выделяется через вершинный кратер. Субтерминальные извержения преимущественно эфузивные.

Ключевской вулкан имеет много сходства в своей деятельности с другим базальтовым вулканом-гигантом, Этной. В 1985 г. была предложена схема внутреннего строения, питающих каналов и очагов Этны, построенная на основании 300-летних наблюдений за вулканом и современных геологических, геофизических и геохимических исследований [38]. Схема для Этны и описанная выше модель для Ключевского вулкана совпадают и подтверждают одна другую в ряде основных своих черт: накопление базальтов в огромном промежуточном очаге в переходном слое от коры к мантии, подъем базальтов к вулканам сквозь кору по узкому вертикальному каналу, возникновение побочных прорывов при внедрении даск от этого канала, уменьшение летучих и спокойный эфузивный характер побочных извержений в случае, когда дайка отходит от верхней части питающего канала и т. д. Представляет большой интерес срав-

нительное изучение механизма деятельности Ключевского вулкана и Этны.

Для развития и уточнения модели Ключевского вулкана понадобятся продолжение ряда наблюдений, расширение повторных геодезических измерений, увеличение точности определения координат гипоцентров и новые точные данные об объеме и весе продуктов следующих извержений. Эти исследования должны дать ответы на многие остающиеся вопросы, например, об объеме внедрений магмы, остающихся в толще коры.

Описанная модель может принести пользу при изучении петрологии базальтов Ключевского вулкана, которые представляют большой интерес для исследователей проблемы происхождения магм островных дуг, а также для изучения проблемы базальтов, для решения которой необходимы знания о подъеме базальтовых магм, питающих каналах и магматических очагах вулканов [12] и др.

Данные, изложенные в разделах 1—3, и модель магматического питания Ключевского вулкана позволяют оценивать потенциальную опасность извержений Ключевского вулкана, его состояние и более целенаправленно вести слежение за его деятельностью.

Не обнаружено признаков существования крупного периферического очага под Ключевским вулканом. Вулкан действует и разгружается почти непрерывно. Это означает, что вероятность огромных извержений с образованием кальдеры проседания под конусом или выбросом кубических километров ювенильных базальтов в настоящее время крайне мала.

Примечательна хорошая корреляция ( $r=0,7$ ) между величиной воздымания склонов Ключевского вулкана и количеством накопившейся магмы (в предположении о ее равномерном поступлении, см. рис. 5 и 6). Рис. 6 показывает, что избыточное количество магмы, накопившееся в питающей системе в 1978—1986 гг., несмотря на вершинные извержения 1984—1986 гг., оценивается величиной порядка  $200 \cdot 10^6$  т. Учитывая, что сравнимое количество магмы могло накопиться в предшествующие годы [34], можно заключить, что вес ювенильных базальтов большого извержения, если оно произойдет в ближайшие годы, может достичь  $(200—500) \cdot 10^6$  т.

В 1986—1987 гг. ближайшие к кратеру реперы нивелирного профилия I ( $P_5$ ,  $P_4$  и  $P_3$ ) оставались на одном уровне, но происходило опускание удаленных от кратера реперов ( $P_2$ ,  $P_1$ ,  $P_{10}$ , см. рис. 6). По принятой модели увеличение крутизны профиля объясняется подъемом эффективного центра давления в это время с 10 до 3 км под уровнем моря (см. рис. 10). Реальность этого перемещения подтверждается тем, что в 1986—1987 гг. аналогичным образом перемещался центр выделения сейсмической энергии  $\bar{H}_E$  (см. рис. 10; максимальное расхождение глубин  $H_E$  и  $Z_0$  по графикам на рис. 10 пришлось на вторую половину 1986 г. Оно не является показательным, так как в это время не было измерений на нивелирном профиле). В то же время не происходило заметного увеличения объема  $\delta V$  верхней питающей магматической системы вулкана (см. рис. 10). По всей вероятности, одновременный подъем центра давления и центра выделения сейсмической энергии с глубин 10—15 км до глубин 3—4 км при постоянстве объема питающей системы свидетельствуют о перетекании магмы вверх из этих глубинах в 1987 г. Это означает, что повышается вероятность извержения. Однако его размеры вряд ли могут быть значительными, так как нет признаков накопления большого объема магмы в верхней части питающей системы Ключевского вулкана.

В 1932—1983 гг. абсолютные высоты побочных извержений устойчиво возрастили со временем. На основании этой тенденции в 1985 г. было верно оценено положение следующего побочного извержения, Предвиденного, которое произошло 23.II—17.III.1987 г., [34 (раздел 1)]. Верх радиальной трещины этого извержения находился всего на 700 м ниже

истоков лавы в вершинном кратере, и избыточное давление магмы или лавы в его питающей трещине было низким для Ключевского вулкана — от нескольких десятков до максимум 150 бар. Извержение было эфузивным с малым объемом лавы. Если тенденция увеличения высот побочных извержений сохранится, то новые побочные извержения будут преимущественно тоже небольшими субтерминальными<sup>2</sup>.

Из приведенных данных и оценок следует также, что в ближайшие годы вероятность сильного вершинного извержения Ключевского вулкана больше, чем сильного побочного.

По мере продолжения наблюдений и накопления опыта оценки состояния Ключевского вулкана будут становиться более определенными и обоснованными.

В заключение авторы приносят большую благодарность Н. Н. Еремееву, В. Т. Гарбузовой, А. П. Иванову, В. И. Левиной, К. С. Киришеву, В. П. Ханзутину, В. Г. Ушакову, А. Г. Жариновой и другим сотрудникам Института вулканологии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
2. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
3. Балеста С. Т., Зубин М. И., Каргопольцев А. А., Федорченко И. А. Глубинное строение района извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. Гл. 15. С. 514—537.
4. Горельчик В. И. Сейсмическая активность Ключевского вулкана в период подготовки и развития прорыва Предсказанный в марте — июле 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 71—87.
5. Горельчик В. И. Развитие побочных извержений Ключевского вулкана 1974, 1980 и 1983 гг. по сейсмологическим данным. Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений: Тез. докл. VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 206—208.
6. Горельчик В. И. Сейсмичность района Ключевской группы вулканов и связь сейсмических и вулканических явлений на Ключевском вулкане, 1971—1983 гг.//Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке: Тез. докл. выездной сессии МССС и VI науч. сессии Дальневосточной секции МССС. Петропавловск-Камчатский, 1986. С. 25—26.
7. Горельчик В. И., Левина В. И. Пространственно-временные и динамические характеристики землетрясений, связанных с извержением Ключевского вулкана в 1974 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 59—79.
8. Горельчик В. И., Степанов В. В. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки в 1971—1972 гг.//Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 198—218.
9. Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана//Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703—705.
10. Ефимов А. Б., Демин С. С. Исследование напряженно-деформированного состояния вблизи магматического очага//Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 16—27.
11. 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.
12. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1972. 238 с.
13. Кирсанов И. Т., Марков И. А. Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана//Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 80—97.
14. Кирсанов И. Т., Пономарев Г. П., Штайнберг Г. С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана//Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 93—98.
15. Персиков Е. С. Вязкость магматических расплавов//М.: Наука, 1984. 160 с.
16. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом//Тр. Лаб. вулканол. 1956. В. 11. 308 с.
17. Разработка и опробование системы прогноза вулканических извержений на Камчатке: Отчет о НИР (заключит.)/ВНТИЦентр; ГР 81068164; Изв. № 528. М., 1986. Гл. 3, 4. С. 63—227.
18. Сейсмологические данные о механизме, развитии и магматических очагах Большого

<sup>2</sup> Эти ожидания оправдались: следующее побочное извержение Ключевского вулкана началось 28.II.1988 г. вдоль радиальной трещины на высоте около 4000 м.

- го трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.: Отчет о НИР (заключит.)//ВНИЦентр; ГР 76086748; Изв. № 458. М., 1981. 176 с.
19. Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны//Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли. 1970. № 3. С. 15—30.
  20. Токарев П. И. Предвестники вулканических извержений//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 108—119.
  21. Токарев П. И., Зобин В. М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки//Бюл. вулканол. станций. 1979. № 6. С. 17—23.
  22. Токарев П. И., Широков В. А., Зобин В. М. Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера им. Пийла в октябре-декабре 1966 г.//Бюл. вулканол. станций. 1968. № 44. С. 36—41.
  23. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
  24. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 5—16.
  25. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 25—37.
  26. Федотов С. А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 5—23.
  27. Федотов С. А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов//Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3—29.
  28. Федотов С. А. Большие трещинные извержения, их теория. Механизм Толбачинского извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. Гл. 16. С. 537—575.
  29. Федотов С. А., Горельчик В. И., Зобин В. М. и др. Сейсмологические данные о механизме и развитии извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. Гл. 12. С. 389—448.
  30. Федотов С. А., Горицкий Ю. А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа//Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 78—93.
  31. Федотов С. А., Горицкий Ю. А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа//Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 3—15.
  32. Федотов С. А., Гусев А. А., Чернышова Г. А., Шумилова Л. С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом)//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91—107.
  33. Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов//Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 43—48.
  34. 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.
  35. Федотов С. А., Энман В. Б., Никитенко Ю. П. и др. Геодезические исследования// Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. Гл. 14. С. 472—513.
  36. Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмическим данным//Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 113—117.
  37. Широков В. А. Связь извержений вулканов Камчатки с землетрясениями верхней мантии//Бюл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 3—8.
  38. Chester D. K., Duncan A. M., Guest I. E., Kilburn C. R. J. Mount Etna. The anatomy of a volcano. London, 1985. 404 p.
  39. Cosentino M., Lombardo G., Palane G., Schick P., Sharp A. Seismological researches on Mount Etna: state of art and recent trend//Mount Etna Volcano. Roma, 1982. V. XXIII. P. 159—205.
  40. Dieterich H., Decker W. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism//J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 29. P. 4094—4102.
  41. Dvorak J. J., Okamura A. T. A hydraulic model explain variations in summit tilt rate at Kilauea and Mauna Loa Volcanoes//Volcanism in Hawaii. Washington, 1987. V. 11. P. 1281—1296. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350).
  42. Eaton J. P. Crustal structure and volcanism in Hawaii//The Crust of the Pacific Basin. Geophys. Monog. 6. AGU. Washington, 1962. P. 13—29.
  43. Einarsson P., Brändsöldottir B. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978//J. Geophys. 1980. V. 47. P. 160—165.
  44. Fedotov S. A. Mechanism of magma ascent and deep feeding channels of island arc volcanoes//Bull. Volcanol. 1976. V. 39. № 2. P. 241—254.
  45. Fedotov S. A. Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1981. V. 9. P. 379—394.

46. *Fedotov S. A.* Temperatures of entering magma, formation and dimensions of magma chambers of volcanoes//Bull. Volcanol. 1982. V. 45. № 4. P. 333—348.
47. *Fedotov S. A., Tokarev P. I.* Earthquakes, characteristics of the upper mantle under Kamchatka, and their connection with volcanism (according to data collected up to 1971)//Bull. Volcanol. 1973. V. 37. № 2. P. 245—257.
48. *Fiske R. S., Kinoshita W. T.* Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967—1968 eruption//Science. 1969. V. 165. P. 341—349.
49. *Klein F. W., Koyanagi R. Y., Nakata J. S., Tanigawa W. R.* The seismicity of Kilauea's magma system//Volcanism in Hawaii. Washington, 1987. V. II. P. 1019—1185 (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350).
50. *Mogi K.* Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them//Bull. Earth. Res. Inst. 1958. V. 36. P. 99—134.
51. *Ryan M., Koyanagi R., Fiske R.* Modelling the three-dimensional structure of macroscopic magma transport systems: application to Kilauea Volcano, Hawaii//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B8. P. 7111—7129.
52. *Tryggvason E.* Multiple magma reservoirs in a rift zone Volcano: ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. V. 28. P. 1—44.
53. *Wright Th. L., Helz R. J.* Recent advances in Hawaiian petrology and geochemistry//Volcanism in Hawaii. Washington, 1987. V. II. P. 625—640 (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350).
54. *Yokoyama I.* A model for the crustal deformation around volcanoes//J. Phys. Earth. 1971. V. 19. P. 199—207.
55. *Yokoyama I.* Volcanic processes related by geophysical observations of the 1977—1982 activity of Usu volcano, Japan//J. of Geodynamics. 1985. V. 3. P. 351—367.

Институт вулканологии  
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию  
7.VII.1987