

ПУТИ МИГРАЦИИ МАГМ И ФЛЮИДОВ И СОСТАВЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ

Н.Л. Добрецов^{1,3}, И.Ю. Кулаков¹, Ю.Д. Литасов^{2,3}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проведен комплексный анализ результатов геофизических и геохимических исследований с целью более полного понимания различных аспектов функционирования вулканов Камчатки. Представлены результаты изучения структуры земных недр под вулканическими дугами, выполненного методом сейсмической томографии. С помощью региональной томографии (масштаб — первые тысячи километров) обеспечивается информация о форме погружающегося слэба. Под Курило-Камчатской дугой наблюдаются существенные изменения угла погружения и толщины плиты, что может быть связано с различным балансом движущих сил субдукции. Среднемасштабный уровень томографических исследований продемонстрирован на примерах кальдеры Тоба на Суматре, влк. Мерапи на Яве и Центральных Анд. Для каждого случая выявлены пути питания вулканических дуг через низкоскоростные сейсмические аномалии, связывающие их с кластерами глубинной сейсмичности на верхней границе слэба. Третий масштабный уровень томографических исследований выявляет неоднородности в коре непосредственно под вулканами и позволяет изучать конфигурацию магматических очагов. Для примера рассмотрена сейсмическая модель под вулканами Ключевской группы. Представлена 4D сейсмическая модель, позволяющая проследить вариации структуры коры во времени за более чем десятилетний период и связать их с циклами активизации Безымянного и Ключевского вулканов. Обнаружено, что в периоды массовых извержений андезитовый Безымянный вулкан питается напрямую из мантийного канала, а базальтовый Ключевской — через сложную систему промежуточных камер.

В связи с полученными сейсмотомографическими результатами проанализирован накопленный материал геохимических исследований по Ключевскому и Безымянному вулканам. Отмечено, что начиная с 1945 г. составы изверженных пород обоих вулканов постепенно сближаются по многим породообразующим и малым компонентам, в то же время по некоторым параметрам сохраняются различия. На протяжении последних тысячелетий параксизмальные извержения Безымянного приурочены к периодам возрастания доли высокомагнезиальных базальтов в продуктах извержений Ключевского. Различие трендов эволюции состава пород вулканов Камчатки рассмотрено с позиции как кристаллизационной дифференциации, так и наличия минералов-концентраторов в источнике, при этом подчеркивается важная роль титаномагнетита, ортопироксена, рутила, граната, плагиоклаза в концентрации некоторых элементов. С этой точки зрения проведено сравнение природных составов пород с ранее опубликованными экспериментальными данными.

На основании комплексного анализа результатов томографии и геохимии выделено пять уровней становления расплавов под рассмотренными вулканами, причем количество и расположение магматических очагов различаются для двух типов андезитовых вулканов. Приведена оценка периодичности извержений по объемам и вариации состава вулканитов. Критически рассмотрены ранее проведенные оценки соотношения продуктов вулканизма по различным районам мира.

Вулканы, сейсмическая томография, андезиты, базальты, магматические очаги, Камчатка.

MIGRATION PATHS OF MAGMA AND FLUIDS AND LAVA COMPOSITIONS IN KAMCHATKA

N.L. Dobretsov, I.Yu. Koulaikov, and Yu.D. Litasov

Geophysical and geochemical data have been analyzed jointly in order to gain better understanding of subduction-related active volcanism in Kamchatka. The velocity structure of lithosphere beneath volcanic arcs has been imaged on three scales. Regional tomography to distances of thousands of kilometers has allowed constraints on slab geometry, which changes markedly in dip angle and thickness beneath the Kuriles-Kamchatka

arc, possibly, because of a change in the interplay of the subduction driving forces. Intermediate-scale regional tomography (hundreds of kilometers) has been applied to the cases of Toba caldera in Sumatra, Mount Merapi in Java, and volcanoes in the Central Andes and provided evidence of magma conduits marked by low-velocity zones that link the suprasubduction volcanic arcs with clusters of earthquake hypocenters on the slab top. Local tomography resolves the shallow structure immediately under volcanoes and the geometry of respective melting zones. An example time-lapse (4D) seismic model of the crust beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes has imaged a decade-long history of anomalous velocity zones and their relation with the activity cycles of Bezymyanny and Klyuchevskoy Volcanoes. As modeling shows, andesitic Bezymyanny and basaltic Klyuchevskoy Volcanoes have different feeding patterns during their eruption cycles: The former feeds directly from the mantle, while the material coming to the latter passes through a complicated system of intermediate chambers.

The local tomography model has been applied as reference to interpret the available major- and trace-element data from the Klyuchevskoy and Bezymyanny Volcanoes. The lava compositions of the two volcanoes have becoming ever more proximal since 1945 in many major and trace elements, while some parameters remain different. Paroxysmal eruptions of Bezymyanny for several recent decades correlate with the time when Klyuchevskoy erupted lavas with high percentages of high-Mg basalts. The difference in the evolution trends of the Kamchatka volcanic rocks may be due either to fractional crystallization or to the presence of concentrator minerals in the source, titanomagnetite, orthopyroxene, rutile, garnet, and plagioclase being especially active as to uptake of some elements. The natural compositions of rocks have been compared in this context with published experimental data.

According to the seismic-velocity structure and lava compositions analyzed jointly, there are five levels of crystallization beneath the studied volcanoes, while the number and spatial patterns of magma sources are different for two types of andesitic volcanoes.

Seismic tomography, subduction, volcanic arcs, lava compositions, melting zone, migration of melts and fluids, Kamchatka

ВВЕДЕНИЕ

Процессы вулканизма, приуроченные к зонам субдукции, являются одними из наиболее сложных геологических явлений. Они контролируются многочисленными факторами, проявленными на различных глубинах и имеющими различные пространственно-временные масштабы. Именно поэтому для максимально полного понимания механизмов процессов под вулканическими системами необходимо задействовать целый комплекс методов — геологических, петролого-геохимических и геофизических, различающихся глубиной и масштабами исследований. Среди них лидирующее место занимает совокупность сейсмической томографии и петролого-геохимических исследований. Используя различные схемы наблюдений, сейсмотомографический метод позволяет достаточно надежно воспроизводить глубинную структуру, которую можно связать с процессами вулканизма на поверхности. В свою очередь, петролого-геохимические методы позволяют идентифицировать процессы на разных глубинах и прочесть их «отпечатки» в составах вулканических пород и слагающих их минералов.

В данной работе мы попытаемся максимально использовать обе группы методов для Курило-Камчатской зоны субдукции и на их основе реставрировать пути миграции и взаимодействия флюидов и расплавов в надсубдукционной зоне.

За последние 10—15 лет интерпретация процессов вулканизма в зонах субдукции претерпела существенную эволюцию. На рис. 1 показаны главные особенности вулканизма зон субдукции, как они формулировались к концу 80-х годов прошлого столетия. На схематизированном обобщенном разрезе зоны субдукции представлено секториальное строение верхней части погружающейся плиты (секторы 1—5), над которыми располагаются три зоны вулканизма: I — инициальная дуга (с бонинитами); II — главная (или фронтальная) магматическая дуга; III — тыловая дуга. Перед фронтом дуг I и II располагается аккреционный клин (1) и область дегидратации (2). Глубже располагается уровень фазовых переходов в гранатовые амфиболиты и эклогиты и начального плавления (3). За ним следует зона объемного плавления океанической коры с образованием андезитовых серий расплавов (4) и область тылового (или глубинного с участием мантийного клина) плавления с образованием толеит-щелочно-базальтовых серий пород (5). Также показано вероятное распределение температур, отражающее температуры плавления на верхнем контакте плиты (1000—1200 °C) и «горячую» надсубдукционную зону (≤ 1400 °C), где происходит взаимодействие поднимающихся расплавов и флюидов с породами мантии.

На рис. 2 показана иллюстрация этой схемы применительно к Камчатке, которая подтверждает, что главная (фронтальная) магматическая дуга проецируется на глубины 100—140 км до поверхности погружающейся плиты. В тыловой зоне эта глубина увеличивается до 170—200 км, иногда более 300 км. Также видно наличие в каждом поясе групп вулканов со средним расстоянием между группами около 100 км. Такая ареальность типична для других современных дуг и для палеодуг. Формирование групп

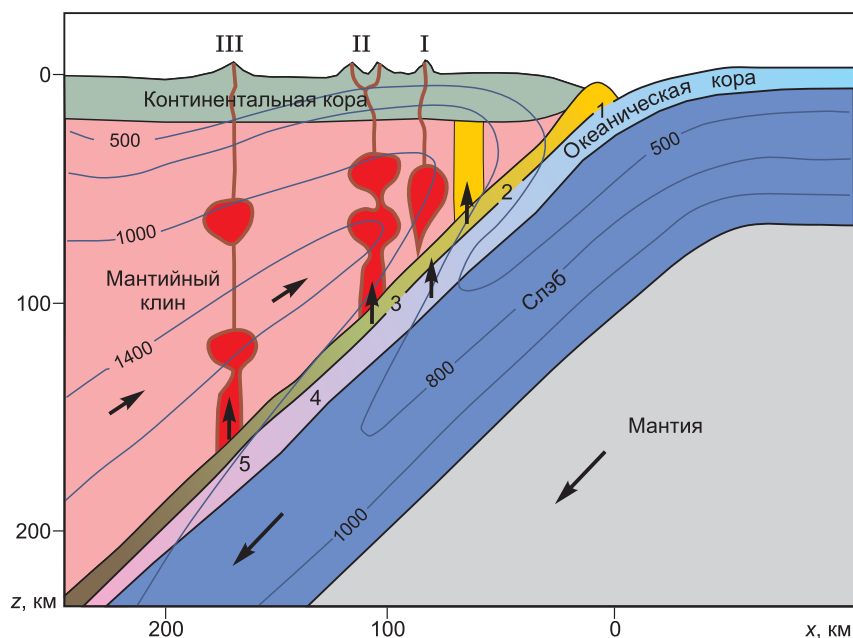


Рис. 1. Схематическая структура зоны субдукции и связанного с ней вулканизма, модифицировано из [Добрецов, 2010].

Описание см. в тексте. Синие линии с цифрами — возможное распределение температур (°C).

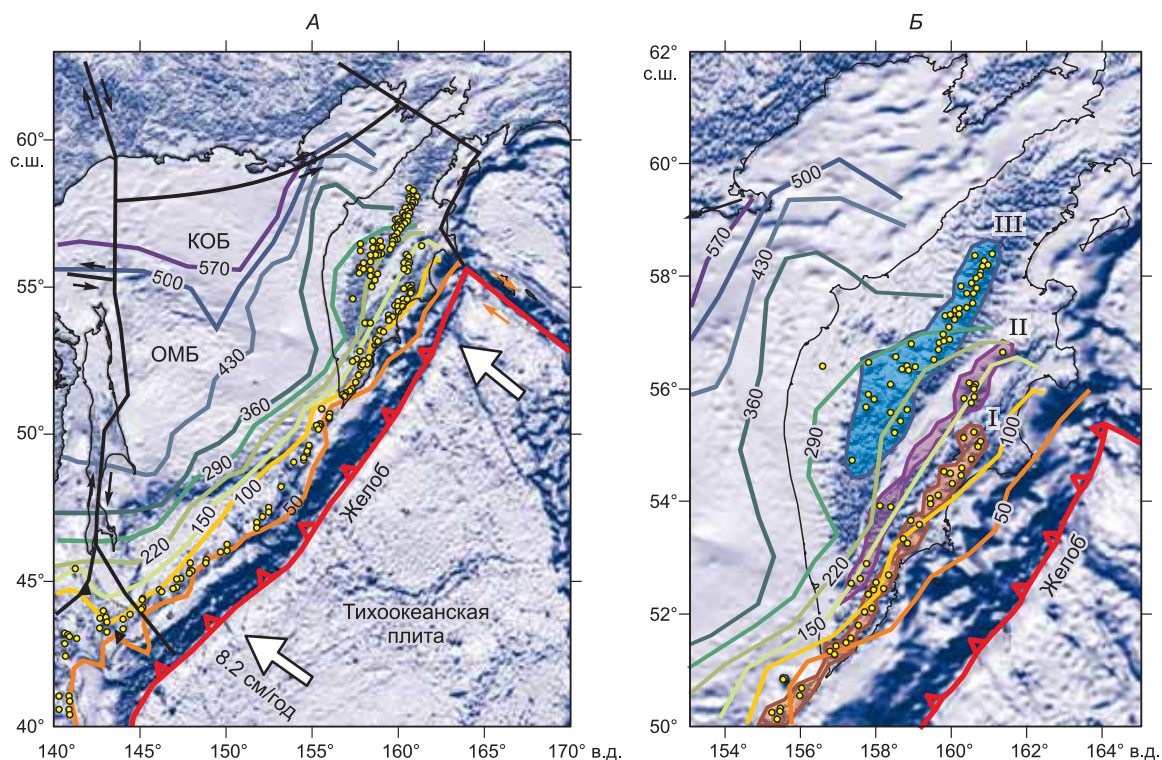


Рис. 2. Строение зоны субдукции под Курило-Камчатской дугой (А) и Камчатским полуостровом (Б).

Желтые точки — современные вулканы; разноцветные линии — изолинии глубины (км) верхней границы слэба, по данным томографии [Кулаков и др., 2011]. ОМБ — Охотоморский блок, КОБ — Камчатско-Охотский блок. Белыми стрелками показано направление движения Тихоокеанской плиты. I—III — фронт вулканизма: I — Восточный вулканический пояс, II — Ключевской пояс, III — тыловой пояс Срединного хребта.

вулканов связывают с образованием отдельных струй в мантийном клине, их существование было впервые обосновано в работе [Добрецов, Кирдяшкин, 1997] и подтверждено позднее результатами сейсмографии численного моделирования [Tamura et al., 2002]. Некоторые характерные группы вулканов Камчатки (Ключевская, Карымская и др.) будут рассмотрены ниже.

Эта схема в 90-х годах прошлого столетия подвергалась серьезной критике. Выяснилось, что распределение температур в большинстве дуг иное, и температуры плавления 1000—1200 °С достигаются на глубинах 200 км и более. Во многих (или в большинстве) дуг преобладают базальты, а не андезиты; коэффициенты распределения многих индикаторных элементов соответствуют первичному базальту, а не андезиту. Поэтому стало преобладать мнение, что из субдуцирующей плиты поднимаются флюиды (а не андезитовые расплавы), взаимодействующие с более горячим мантийным клином. В результате появляются высокоглиноземистые или высокомагнезиальные базальтовые расплавы, дифференциация которых в промежуточных камерах дает серию пород практически по ряду Боуэна — базальты-андезиты-дациты-риолиты. Впрочем многие расчеты не подтверждали горячую мантию (≥ 1400 °С) в надсубдукционных зонах, а распределение индикаторных элементов показывало все более пеструю картину плавления.

В 2000—2007 гг. начался возврат к прежним представлениям. Важную роль сыграла серия экспериментальных работ по плавлению при высоком давлении H_2O (3—6 ГПа) [Rapp, Watson, 1995; Johnson, Plank, 1999; Martin et al., 2005; Kessel et al., 2005]. Как отмечено в обзоре [Kelemen et al., 2004], роль первичной андезитовой магмы зон субдукции становится все более отчетливой, но одновременно появляются существенные изменения прежней схемы: 1) наличие как минимум пяти уровней глубинности становления и преобразования расплавов, которые могут проявляться в разной последовательности; 2) усложнение геометрии погружающейся плиты, включая возможную роль «стагнирующей» плиты, распространяющейся субгоризонтально в переходной зоне С верхней мантии; 3) важная роль надкритического флюида-расплава, появляющегося при давлениях 5—6 ГПа; 4) возможная роль таких факторов, как «субдукционная эрозия» и «деламинация» утолщенной нижней коры, вовлекающих породы нижней коры в процессы переплавления и уничтожающих хотя бы частично пироксенитовые кумуляты, накопленные в промежуточных камерах основания островодужной коры [Kelemen et al., 2004].

Мы постараемся обсудить в статье эти дискуссионные вопросы, используя сочетание сейсмографических и петролого-геохимических методов. Широкому использованию последних способствовало накопление данных по вещественному составу пород и минералов Курило-Камчатской дуги, опубликованных в работах [Kelemen et al., 2004; Лаверов и др., 2005; Иванов, 2008; Богатиков и др., 2010; Ермаков и др., 2011].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ СИСТЕМЫ

Положение в северо-западной части Тихого океана и главные черты строения Курило-Камчатской островной дуги показаны на рис. 2, А. Эти дуги являются начальными звеньями самой протяженной субдукционной системы, включающей также Алеутскую, Японскую, Идзу-Бонинскую и Марианскую дуги. Они сформированы на протяжении 8 тыс. км в результате субдукции одной плиты — Тихоокеанской.

В Алеутской дуге погружается кайнозойская (46—54 млн лет) океаническая литосфера Тихоокеанской плиты со значительной сдвиговой составляющей, переходящей в районе Командорских островов в чистый сдвиг. Скорость косоугольного погружения под Алеуты составляет 6—7 см/год [Singer et al., 2007] и увеличивается до 7.5—8.2 см/год при фронтальном движении под Курило-Камчатскую дугу, где возраст плиты уже достигает мелового возраста (90—120 млн лет, до 130 млн лет в части, погружающейся под Японию). Под Идзу-Бонинскую и Марианскую дуги субдуцирует океаническая плита уже юрского возраста (146—155 млн лет) с замедлением движения до 6.0—7.6 см/год. Скорость погружения не коррелируется с возрастом плиты. Максимальная скорость (8.2 см/год) наблюдается для плиты мелового возраста (120 млн лет) в Южно-Курильском секторе, а минимальная (6 см/год) — в восточной части Алеутской дуги (46 млн лет) и в Марианской дуге (155 млн лет). Относительная нагретость плиты могла сохраниться только в Алеутском сегменте. В остальных погружается холодная и однородная океаническая плита мощностью 100 км.

С учетом особенностей строения задуговой части и состава вулканитов (см. ниже) Алеутскую дугу можно разбить на три сектора: Восточно-Алеутский к востоку от о. Адак, где субдукция происходит под Аляскинский субконтинентальный блок и где, как ни странно, преобладают базальты, а количество андезитов не превышает 30—40 %; Западно-Алеутский, где погружение происходит под мезозойскую Берингоморскую плиту (остаток плиты Кула) и где доминируют андезиты; сектор, примыкающий к западным котловинам, отделенным от Берингоморской плиты хребтами Ширшова (Олюторским) и Бауэрса. Здесь преобладают сдвиговые смещения Тихоокеанской плиты вдоль окончания Алеутского и

Командорского желобов. Хребты Ширшова и Бауэрса представляют собой, вероятно, реликты позднемеловой-палеогеновой дуги.

В Курило-Камчатской дуге выделяются два сектора (см. рис. 2, А). В Камчатском секторе (включая Северные Курилы) субдукция происходит под Камчатско-Охотский континентальный блок (КОБ), в составе вулканитов преобладают андезиты, дациты и риолиты, характерны крупные кальдеры и катастрофические кальдерообразующие извержения. В секторе Центральных и Южных Курил погружение происходит под Охотоморский блок (ОМБ, см. рис. 2, А), сложенный молодой (< 15 млн лет) океанической литосферой Южно-Охотской глубоководной впадины и утолщенной мезозойской океанической литосферой под остальной частью ОМБ, сформировавшейся, вероятно, на месте фрагмента океанического плато, причлененного к КОБ в конце мела [Богданов, Добрецов, 2002]. Здесь доля базальтов увеличивается до 30—50 %.

В дальнейшем изложении мы сконцентрируемся на Камчатском секторе как примере активного андезит-дацит-риолитового вулканизма, формирующего молодую континентальную кору, хотя в сравнительном аспекте будем использовать материалы по другим сегментам. В Камчатском секторе (см. рис. 2, Б) выделяются три пояса неоген-четвертичного вулканизма: Восточный вулканический пояс, протягивающийся до юга полуострова и Северных Курил; Ключевской пояс, включающий группы вулканов Шивелуча, Ключевскую и влк. Кизимен и Николка вблизи сочленения с Восточным поясом; тыловой пояс Срединного хребта, где преобладают базальтовые серии, хотя местами проявлен и андезит-дацитовый вулканизм.

Строение Восточного вулканического пояса на участке от Авачинской группы вулканов до группы вулканов Гамчен показано на рис. 3. В составе фрагмента Восточного пояса отмечено 18 активных вулканов и пять крупных кольцевых структур кальдерного типа, формирующих также отдельные группы вулканов — Авачинская, Карымская, Узон, Гамчен. Между группами Гамчен и Узон обособляется пятая кольцевая структура, включающая вулканы Кроноцкий, Крашенинникова и треугольную депрессию Кроноцкого озера. Максимальный диаметр кольцевых структур, маркирующих положение кальдер, достигает 120 км. В течение главной стадии кальдерообразования на Камчатке был сформирован один из самых крупных игнимбритовых поясов 160 × 80 км (около 13 тыс. км²), протягивающийся от северо-восточного подножия Ключевской группы до Кроноцкой структуры и обрамления Кроноцкого озера (см. рис. 3). Состав этих игнимбритов показан ниже.

В крупные кольцевые кальдеры диаметром 100—120 км вложены более мелкие, пример таких структур для Карымского центра представлен на рис. 4. Внешние дуги здесь образуют Жупановскую кольцевую структуру диаметром 100 км, в которую вложены Карымская структура диаметром 30 км и серия более мелких диаметром от одного до 7—10 км. Активными в настоящее время являются вулканы Карымский, Малый Семячик и новый эруптивный центр в Карымском озере (см. рис. 4).

При формировании крупных кальдер в течение среднего—позднего плейстоцена выделяются докальдерная (I), главная кальдерообразующая (II) и посткальдерная (III) стадии (рис. 5). Но в докальдерной стадии также можно выделить стадию Ia, когда формировались игнимбриты и

Рис. 3. Структура Восточного вулканического пояса Камчатки.

1 — депрессии, включая Кроноцкое озеро; 2 — доплейстоценовый фундамент; 3 — игнимбриты и кислые туфы; 4 — плейстоценовые и четвертичные вулканические породы; 5 — дациты; 6 — базальты; 7 — экструзии; 8 — основные стратовулканы; 9 — разломы; 10 — внешний контур вулканического комплекса. Вулканические центры: I — Авачинский, II — Карымский, III — Узонский, IV — Гамченский, модифицировано из [Действующие вулканы..., 1991].

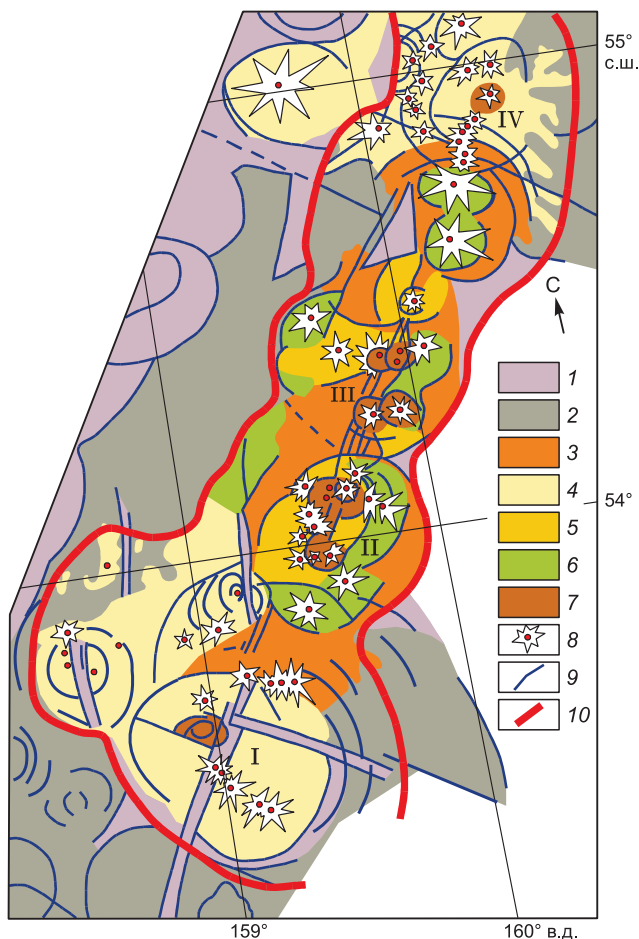




Рис. 4. Тектоническая схема Карымского вулканического комплекса.

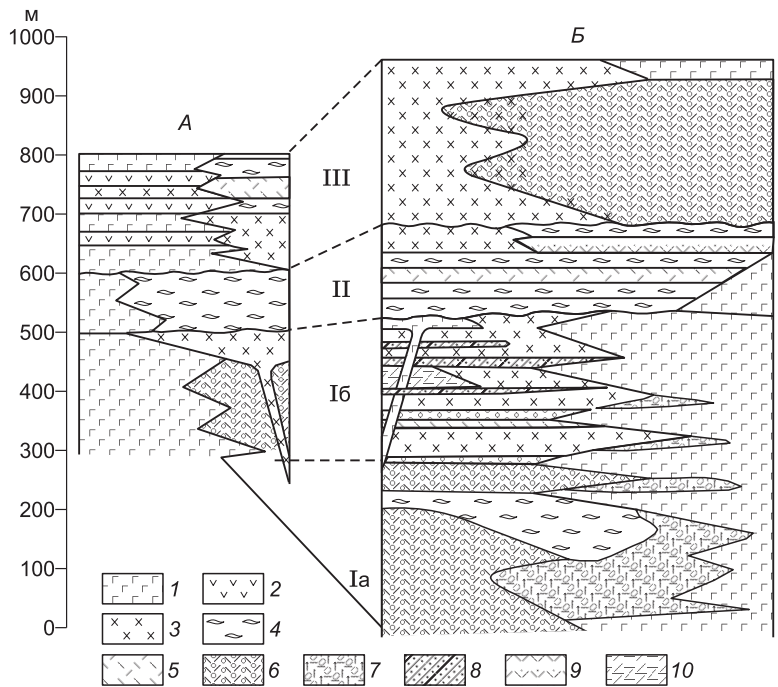
1, 2 — вулканы: 1 — активные; 2 — неактивные; 3 — разломы, ограничивающие Карымскую (I) и Жупановскую (II) кольцевые структуры; 4 — кальдеры; 5 — разрушенные постройки центрального типа и древние кальдеры; 6 — тектонические разломы с уступами; 7 — разломы без смещения; 8 — моногенные вулканические конусы. Вулканы: 1 — Карымский, современный центр; 2 — Карымский, сомма; 3 — Двор; 4 — Разлятый; 5 — Академии Наук; 6 — Однобокий; 7 — Белянкина; 8 — Крайний; 9 — Жупановские Востряки; 10 — Дитмара; 11 — Малый Семячик; 12 — Березовый; 13 — новый эруптивный центр (кратер Токарева), по [Иванов, 2008] с дополнениями.

пепловые туфы, и стадию Ib, во время которой образовывались риолит-дацитовые покровы и купола. В целом в течение последних 200 тыс. лет выделяются две кальдерные (Ia и II) стадии с преобладанием игнимбритов и две посткальдерные (Ib и III) при доминировании дацитов. Мощность отложений каждой стадии составляет 200—300 м, суммарная мощность превышает 1000 м (см. рис. 5). Общий объем извержений за указанный период более 11 тыс. км³ в основном дацитового и андезитового состава, тогда как за предыдущие 600 тыс. лет было извержено только 2200 км³ вулканитов преимущественно базальтового состава [Лаверов и др., 2005].

В строении докальдерного и посткальдерных комплексов участвуют также основные породы, но их доля в Узонской структуре не превышает 30 %, а в Семячинской — до 50—60 %. Вулканы с заметной долей базальтов располагаются, как правило, на периферии. Возникновение крупных кольцевых структур обусловлено мощными выбросами кислых пирокластических пород (игнимбритов и дацитов). В

Рис. 5. Сводные схематические геологические разрезы районов Семьячинской (А) и Узонско-Гейзерной групп (Б).

1 — базальты, 2 — андезибазальты и андезиты, 3 — дациты и липариты, 4 — игнимбриты, 5 — пемзовые туфы, 6 — существенно пемзовые туфы с примесью инородного материала, 7 — глыбовые базальтовые туфобрекчии, 8 — шлаки, 9 — прослой неспекшейся пирокластики внутри игнимбритовых покровов, 10 — озерные существенно пемзовые отложения. Ia, Ib, II, III — описание см. в тексте, по [Эрлих, 1973; Лаверов и др., 2005] с дополнениями.



строении Ключевской группы тоже выделяются вулканы двух типов — преимущественно базальтовые (Ключевской, Ушковский, Толбачик) и преимущественно андезит-дацитовые (Зимины) или андезитовые (Безымянный, Удина). Последние располагаются в центре группы, а базальтовые — на периферии.

Чередование базальтовых, андезибазальтовых и андезит-дацит-риолитовых извержений в пространстве и времени мы обсудим ниже после анализа сейсмотомографических данных, вскрывающих глубинную структуру Курило-Камчатской дуги и отдельных крупных групп вулканов.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ПОД ВУЛКАНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ МЕТОДОМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Наиболее эффективным при исследовании глубинных источников вулканизма является применение сейсмических методов на базе пассивных схем с использованием мощных естественных источников сейсмического сигнала — землетрясений. Существует множество различных подходов, основанных на сейсмических данных, с помощью которых активно во всем мире изучаются вулканические системы. В данной статье мы ограничимся лишь группой методов сейсмической томографии, основанных на использовании времен прихода продольных и поперечных волн (P и S). Здесь мы рассмотрим несколько различных результатов томографической инверсии для вулканических комплексов, выполненных в масштабах от тысяч до первых десятков километров.

Региональные исследования мантийных структур

Изучение региональной сейсмической структуры под зонами субдукции в мантии на глубинах до переходной зоны (670 км) и ниже является важным для уточнения конфигурации погружающейся литосферы, процессы в которой определяют образование вулканических дуг. Для построения региональных сейсмических моделей в работах [Koulakov et al., 2002; Koulakov, Sobolev, 2006] было предложено использование времен пробега P - и S -волн из глобальных сейсмологических каталогов. Согласно предложенной схеме, выбираются лучи, которые хотя бы частично пробегают через изучаемую область. Это могут быть данные по землетрясениям, происходящим в изучаемой области и зарегистрированным станциями мировой сети. Вторая группа включает информацию по далеким сейсмическим событиям, зарегистрированным станциями в изучаемой области. Было показано, что эта схема позволяет получать надежные результаты в случае отсутствия полноценных сейсмических сетей, что является актуальным для большинства зон субдукции [Koulakov et al., 2006; Кулаков и др., 2011].

С помощью региональной томографической схемы на базе использования глобальных данных была изучена региональная сейсмотомография по Курило-Камчатской дуге (рис. 6) [Кулаков и др., 2011]. В настоящем исследовании было задействовано более трех миллионов времен P - и S -волн из каталога Международного сейсмологического центра за период с 1964 по 2007 г. [International..., 2001]. Сейсмическая модель строилась на базе адаптивной сетки, расположенной внутри изучаемой области в соответствии с плотностью лучей до глубины 1100 км. Результаты инверсии тщательно верифицировались

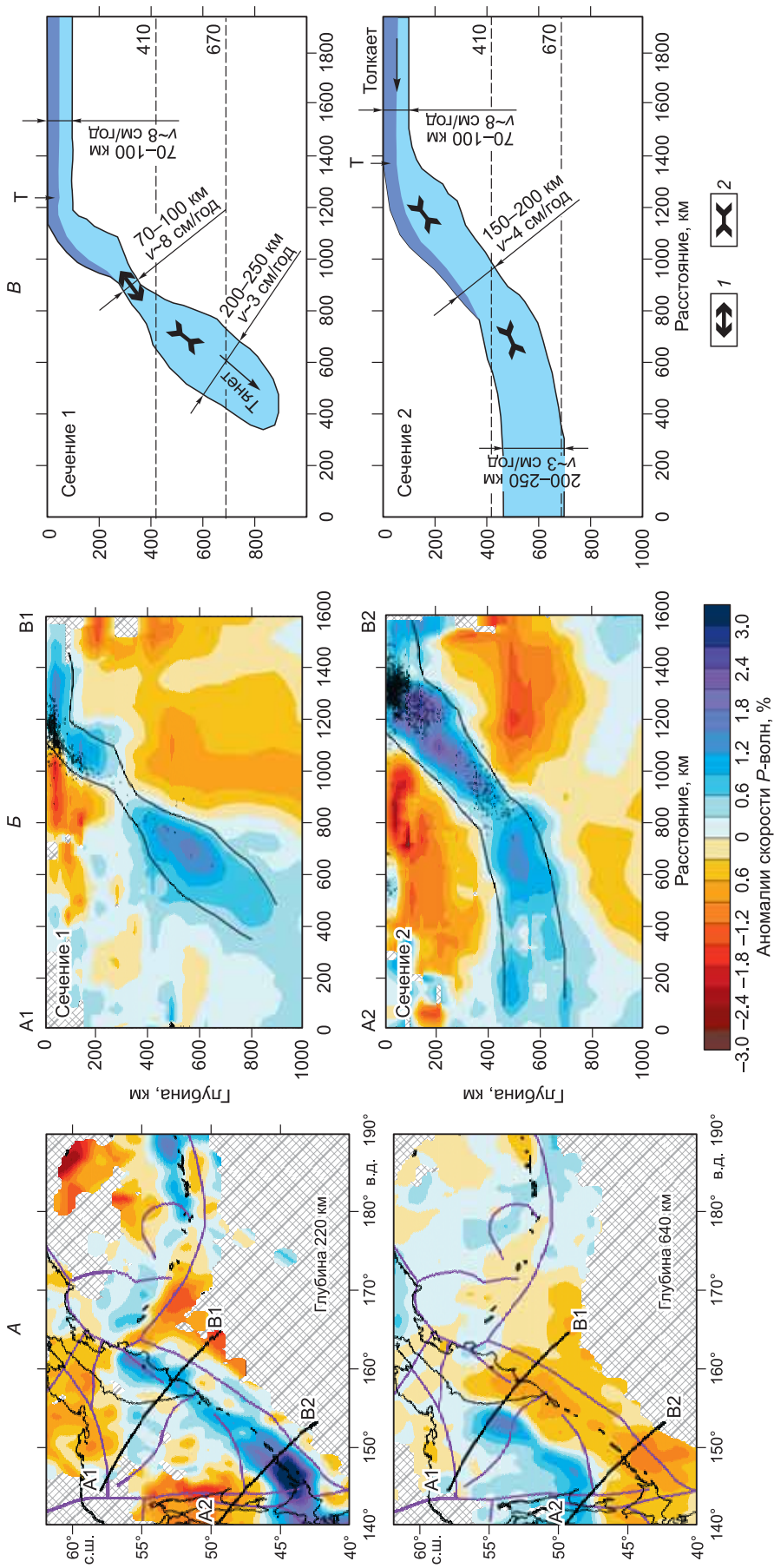


Рис. 6. Результаты региональной томографической инверсии для Курило-Камчатской области и их интерпретация.

A, B — показаны аномалии скорости P -волн на горизонтальных (*A*) и вертикальных (*B*) сечениях соответственно; *B* — представлено схематическое изображение слэба на двух вертикальных сечениях, проходящих через Южные (сечение 1) Курилы. *A, B* — точками показаны проекции гипоцентров землетрясений на профили; *B* — даны примерные оценки толщины слэба и его скорости в указанном сечении. Стрелка с буквой *T* обозначает положение желоба. Темным показана более прочная часть слэба [Кулаков и др., 2011]. *1* — растяжение, *2* — сжатие.

посредством ряда тестов, позволивших оценить разрешающую способность модели и влияние шума в данных на результат.

Аномалии сейсмических скоростей P - и S -волн согласованно демонстрируют наличие высокоскоростной океанической литосферы, которая погружается в зоне субдукции под Курило-Камчатской дугой, что в целом соответствует результатам, полученным ранее [Zhao et al., 2009; Жао Дапенг и др., 2010]. Вместе с тем в нашей модели наблюдаются определенные различия в поведении слэба в северной и южной частях дуги (см. рис. 6). В районе Южных Курил, примыкающем к о. Хоккайдо, слэб погружается относительно полого (около 40°). В переходной зоне (между 500 и 670 км) слэб выполаживается и продолжает горизонтальное перемещение в западном направлении. В верхней части (до глубин 300 км) мы наблюдаем существенное утолщение слэба до 200—250 км. При ожидаемой толщине океанической литосферы около 100 км такое утолщение свидетельствует о более чем двукратном уменьшении скорости перемещения литосферы после начала погружения. Это говорит о том, что погружение происходит за счет механизма давления со стороны океанической плиты вопреки сопротивлению, оказываемому погруженной частью слэба. Интересно, что в зоне утолщения в верхних трехстах километрах сейсмичность в зоне Беньоффа расположена не на верхней границе слэба, как происходит обычно, а внутри, посередине высокоскоростной аномалии. Это может свидетельствовать об удвоении слэба за счет «отмирания» старой зоны субдукции и образования новой в непосредственной близости от старой (рис. 7).

Под Северными Курилами и Южной Камчаткой угол погружения слэба более крутой (около 50°). В отличие от южного сегмента здесь на глубине 300 км происходит заметное утонение слэба. Ниже 400 км слэб представляет собой крупное высокоскоростное тело, которое прослеживается и ниже переходной зоны. В данном случае объяснением такой формы слэба может служить принципиально другой движущий механизм субдукции, который состоит в тянущем воздействии со стороны погруженной части слэба. Это воздействие объясняется утяжелением плиты при ее эклогитизации и удалении расплавов в переменной степени вдоль дуги.

На примере Курило-Камчатской дуги можно видеть, что субдукция представляет собой достаточно сложную механическую систему. Ее описание посредством двумерных моделей плоского конвейера

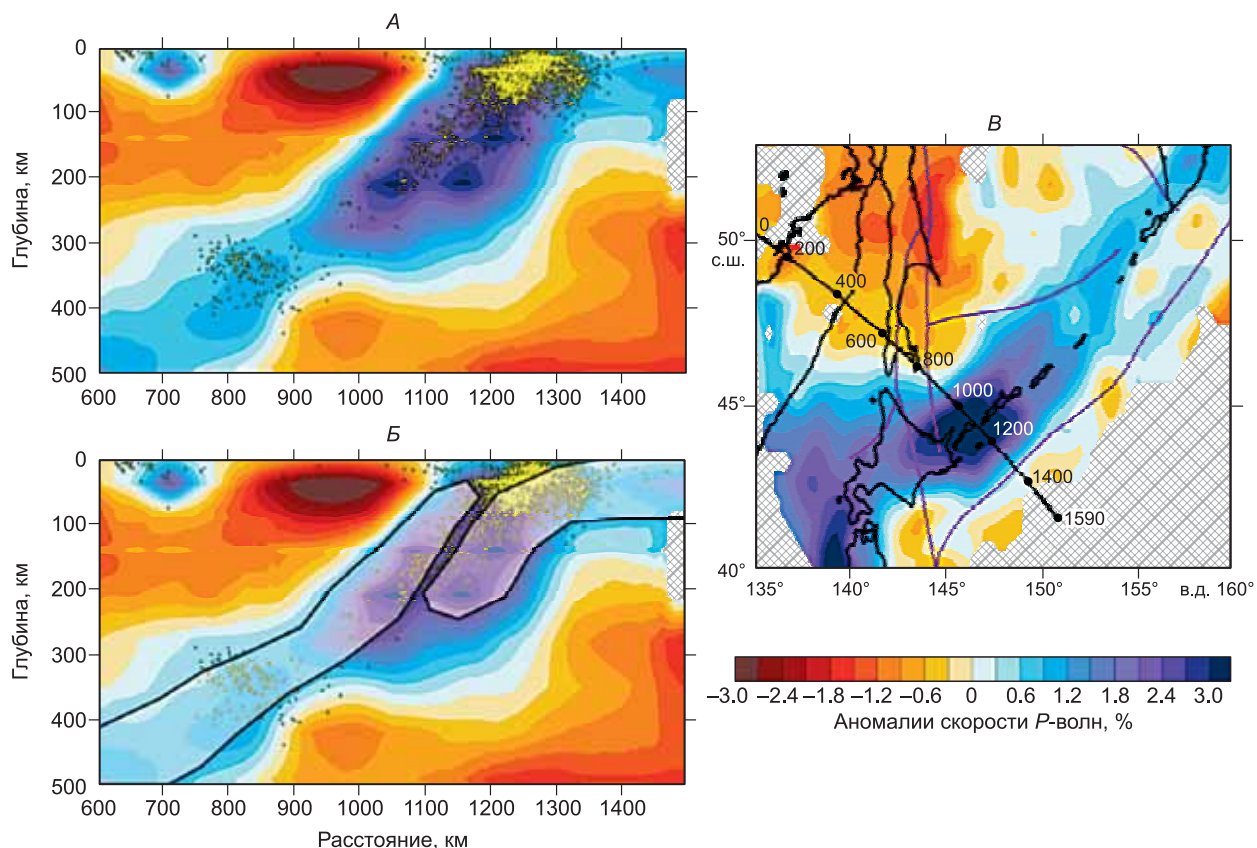


Рис. 7. Фрагмент сейсмической модели [Кулаков и др., 2011] в районе Южных Курил.

A — вертикальное сечение до глубины 500 км, *Б* — схематически показано зарождение новой зоны субдукции, *В* — горизонтальное сечение на глубине 220 км и положение профиля. Желтые точки — гипоцентры землетрясений.

является слишком грубым упрощением. Очевидно, изменение в поведении слэба вдоль зоны субдукции связано с множеством факторов, среди которых одними из ключевых являются процессы плавления и удаления расплавов, а также фазовых переходов в погружающейся океанической литосфере. В свою очередь, именно эти процессы ответственны за образование вулканических дуг и вариации состава продуктов извержения.

Другая важная особенность региональной мантийной структуры, способной играть существенную роль для объяснения особенностей вулканизма, — выявление четкого «окна» (или разрыва плиты) между Камчатским и Алеутским слэбами, которое хорошо видно на результатах томографии на глубине 220 км (см. рис. 6, А). При этом необходимо учитывать, что именно здесь идет погружение в зоне субдукции хр. Обручева — продолжения Императорского хребта Гавайской горячей точки. Именно эта особенность взаимодействия двух отдельных сегментов зоны субдукции, по-видимому, объясняет масштабный и контрастный режим функционирования Ключевской группы вулканов, расположенной в непосредственной близости к краю Камчатского слэба. Более подробно глубинная структура и характер вулканизма в этой группе обсуждены ниже.

Локальные томографические исследования Ключевской группы

Ключевская группа вулканов является одной из самых активных и неоднородных в мире. Практически все типы вулканической активности от гавайского трещинного до андезитового эксплозивного (пелейского или плинийского) можно найти на относительно небольшой территории диаметром около 80 км (рис. 8). Соседство вулканов с принципиально разными режимами извержений и составами эффузивов говорит о сложной структуре промежуточных резервуаров, в которых происходит взаимодействие корового и мантийного материала.

Сейсмический мониторинг этой группы вулканов производится достаточно давно силами Камчатского филиала геофизической службы РАН. Однако только с начала 2000-х годов было установлено достаточное количество сейсмических станций, пригодных для выполнения томографических исследований. С 1999 по 2009 г. накоплена информация о более чем 80 тыс. землетрясений и получено около

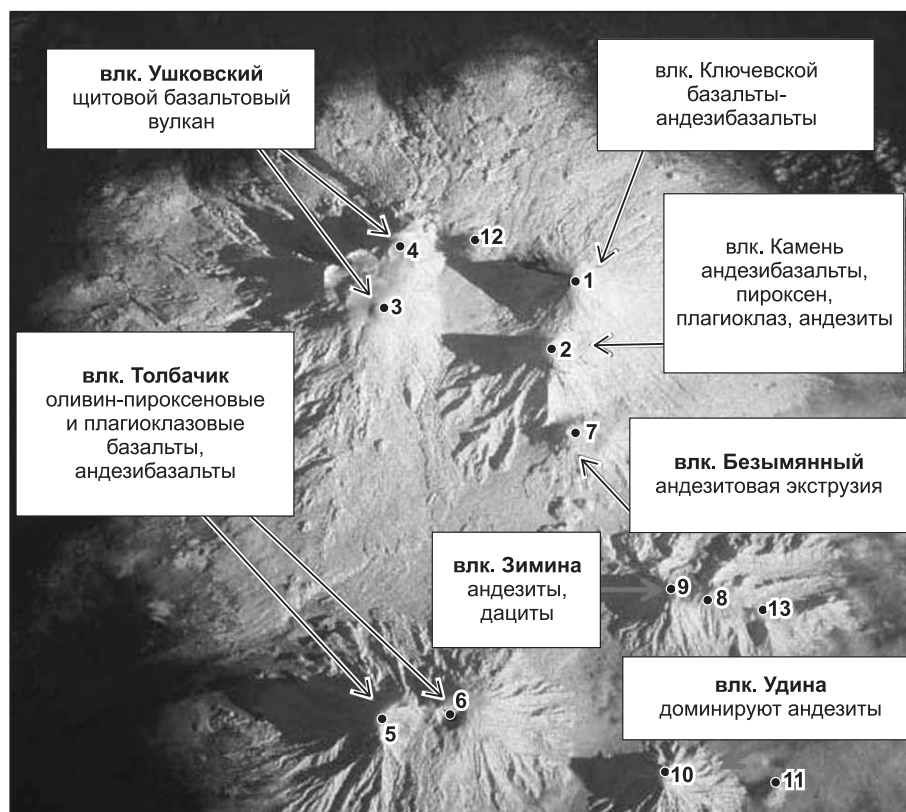


Рис. 8. Спутниковый снимок вулканов Ключевской группы.

1—13 — вулканы: 1 — Ключевской, 2 — Камень, 3 — Ушковский, 4 — Крестовский, 5 — Острый Толбачик, 6 — Плоский Толбачик, 7 — Безымянный, 8 — Острая Зими́на, 9 — Овальная Зими́на, 10 — Большая Удина, 11 — Малая Удина, 12 — Средний, 13 — Горный Зуб. Показаны основные типы пород, характерные для извержений указанных вулканов.

Рис. 9. Распределение соотношения v_p/v_s по профилю вкост Ключевского и Безымянного вулканов по данным за 2003 г.

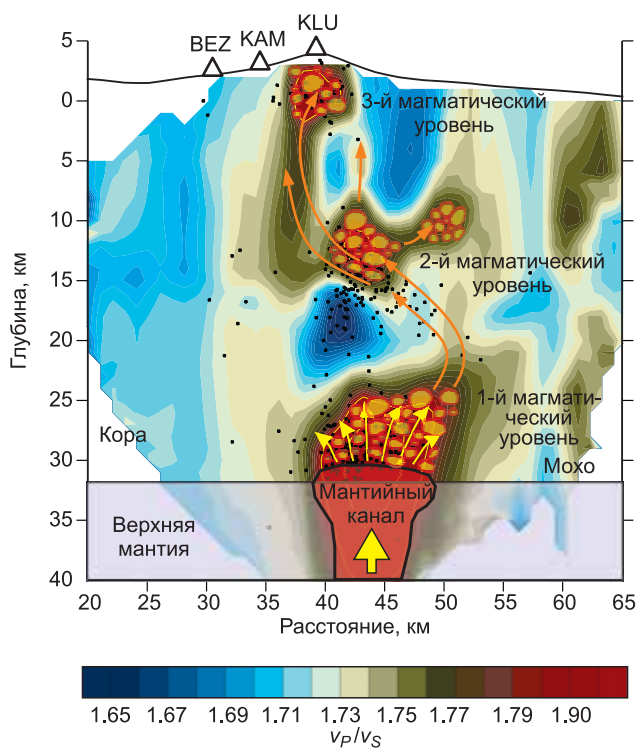
Точками показаны проекции землетрясений на профиль. Поверх схематически нанесены возможные положения магматических очагов в местах повышенного соотношения v_p/v_s . Вулканы: БЕЗ — Безымянный, КАМ — Камень, KLU — Ключевской. Стрелками показаны возможные пути миграции флюидов и расплавов между очагами.

миллиона времен прихода P - и S -волн. Вместе с тем обработка всего набора данных одновременно сталкивается с определенными проблемами. Величина сокращения невязок, отражающая степень объяснения полученной моделью наблюдаемых времен, при полном обращении составляет очень низкую величину. Это говорит о том, что невозможно предложить одну модель, которая одинаково хорошо описывала бы информацию за все эти годы. Вместе с тем, когда данные разбивались по годам, величина сокращения невязок существенно вырастала. Эти факты являются прямым свидетельством существенных вариаций сейсмической структуры во времени. Особый интерес эти вариации представляют в связи с вулканической активностью в течение исследуемого периода времени. Так, в 2005 г. произошла одновременная активизация вулканов Ключевской и Безымянный, что дало уникальную возможность проследить изменения структуры недр на разных этапах вулканической активности.

Структура под вулканическим массивом изучалась непосредственно перед извержением в 2004 г. в отдельном исследовании [Koulakov et al., 2011]. Здесь мы показываем результат за 2003 г. (рис. 9), мало отличающийся от опубликованного за 2004 г. Предоставленные данные были обработаны с помощью алгоритма локальной томографической инверсии LOTOS [Koulakov, 2009]. На глубине ниже 25 км (см. рис. 9) вблизи границы Мохо наблюдается аномалия с чрезвычайно высоким отношением v_p/v_s , достигающим до 2.2. Сосуществование высоких скоростей P -волн (индикатор состава) и низких скоростей S -волн (индикатор агрегатного состояния) говорит о наличии мантийного канала, который приносит с больших глубин вещество в виде расплава и/или флюида. Аналогичные магматические очаги были обнаружены на подошве коры под некоторыми вулканическими системами на основании геохимических анализов [Изох и др., 2010]. Вещество из очага на уровне подошвы коры, вероятно, является исходным для всех магматических расплавов системы вулканов Ключевской группы. Проникновение этого вещества через кору происходит достаточно сложным образом. В коре образуются (см. рис. 9), по крайней мере, еще два уровня магматических очагов на глубине 10—12 км и 0—5 км непосредственно под Ключевским вулканом, что также подтверждается геохимическими исследованиями [Арискин и др., 1995]. Наличие такой многоуровневой системы объясняет разнообразие режимов вулканизма в группе. В каждом очаге магма может подвергаться различным степеням фракционирования, частично вступать в реакции с коровыми породами, что может приводить к существенным вариациям состава. На рис. 9 также видно, что перемещения расплава между очагами часто маркируются землетрясениями.

Результаты временной серии сейсмических моделей по Ключевской группе описаны в нашей следующей статье. [Koulakov et al., 2012]. Общей чертой всех моделей за исследуемый период с 2001 по 2009 г. является наличие аномалии с чрезвычайно высоким отношением v_p/v_s ниже 25 км, которая, как мы указывали выше, показывает верхнюю часть мантийного канала, питающего группу. Непосредственно в коре с течением времени мы наблюдаем весьма существенные изменения. На рис. 10 представлены главные стадии, соответствующие различным этапам эволюции извержений вулканов Ключевской и Безымянный. До 2004 г., по крайней мере, в течение трех лет структура остается неизменной (см. рис. 10, А). В эти годы помимо мантийного питающего канала наблюдаются два промежуточных очага на глубинах 10—12 км и непосредственно под Ключевским вулканом (0—5 км).

Как можно видеть (см. рис. 10, Б), в 2005 г. ситуация резко меняется. Средний уровень соотношения v_p/v_s в коре резко повышается, что свидетельствует о поступлении большого количества расплавов/флюидов в систему. Непосредственно под Безымянным образуется аномалия с высоким соотношением



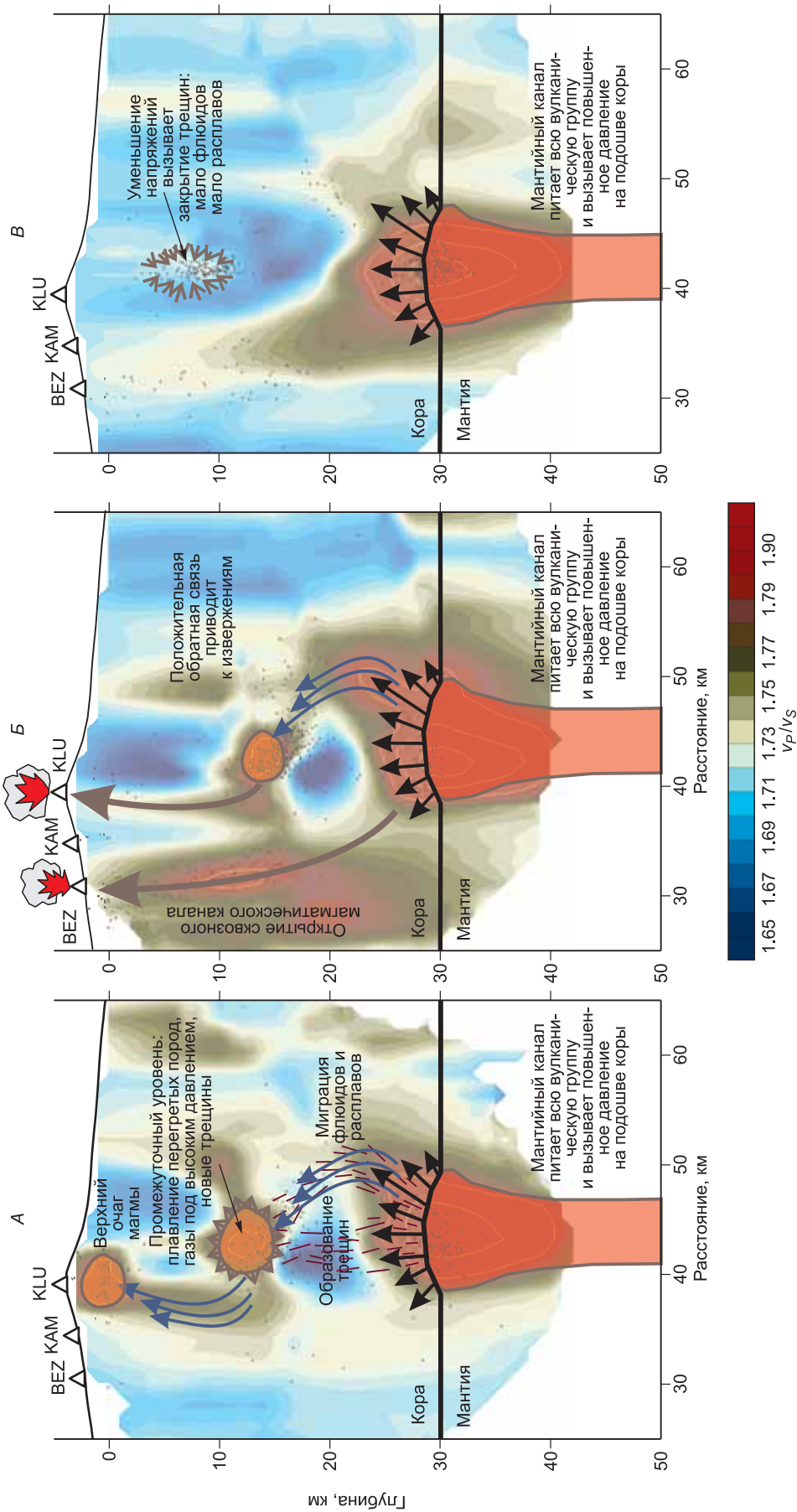


Рис. 10. Стадии цикла активизации вулканов Ключевской группы на базе 4D томографии.

На фоне показаны значения соотношения v_p/v_s на вертикальном сечении через Безымянный и Ключевской вулканы в 2003 (A), 2005 (B) и 2006 (B) годах. A — стадия перед извержением; B — стадия активизации Ключевского и Безымянного вулканов; B — фаза релаксации.

v_p/v_s , которая связывает вулкан напрямую с мантийными источниками. В предшествующие годы эта аномалия не наблюдалась. Также видно, что малоглубинная аномалия под Ключевским вулканом в 2005 г. исчезает, в то время как промежуточная аномалия на уровне 10—12 км пока еще ясно прослеживается.

В дальнейшие годы структура меняется еще раз кардинальным образом (см. рис. 10, B). В среднем соотношение v_p/v_s в коре снижается, и все аномалии, которые мы связывали с промежуточными камерами в коре, исчезают. Только спустя три года мы обнаружили новое появление очага на глубине 10—12 км.

С чем могут быть связаны эти вариации в коре под Ключевской группой? Массовые перемещения магмы или пород в столь больших объемах невероятны. Очевидно, что даже небольшое смещение объемов в несколько кубических километров повлекло бы за собой существенные деформации на поверхности, которые можно было бы наблюдать инструментально.

Поскольку эти деформации не установлены, то наиболее вероятные причины наблюдаемых вариаций сейсмических свойств в коре могут быть связаны с изменением напряженно-деформированного состояния системы, миграцией флюидов и трансформацией агрегатного состояния вещества. Мантийный канал оказывает существенное влияние на породы нижней коры, что выражается в активной сейсмичности на этих глубинах. Сейсмичность на глубинах 20—30 км — индикатор высоких напряжений, распространяющихся в коре. Эти напряжения вызывают образование трещин, по которым устремляются накопленные в основании коры флюиды и/или расплавы. Оказываясь в промежуточных камерах, эти обогащенные летучими компонентами агенты приводят к понижению температуры плавления, что существенно повышает долю расплавленных пород. С другой стороны, вследствие декомпрессии поднявшиеся по трещинам флюиды вскипают, что приводит к дальнейшему росту давления и формированию новых трещин. Положительная обратная связь приводит к лавинообразному процессу, который завершается извержением.

После того как «излишки» расплавов и флюидов выходят на поверхность, температура плавления «осушенной» магмы повышается, что при неизменной температуре в промежуточных камерах приводит к быстрой кристаллизации оставшихся в них расплавов. Именно на этом этапе аномалии v_p/v_s исчезают. По прошествии нескольких лет, когда новая партия флюидов поступает из глубин, очаги с частично расплавленными породами в промежуточных камерах появляются вновь.

Можно сделать вывод, что малоглубинные магматические очаги являются динамическими системами с чрезвычайно быстроменяющимися свойствами. По-видимому, очаги на определенных этапах могут представлять собой материал типа пористой губки, а не камеры с резкими стенками, заполненными расплавом. Распространение трещин и миграция расплавов/флюидов могут достаточно быстро (в течение нескольких лет или даже месяцев) кардинальным образом менять реологические свойства этой губки. Отметим, что данный механизм допускает ситуацию, согласно которой при увеличении доли расплава в системе губкообразные очаги могут преобразовываться в интрузивные камеры с резкими стенками.

Изучение путей питания вулканов из погружающегося слэба

В предыдущих двух разделах мы рассмотрели томографические исследования двух различных масштабов, направленные на изучение сейсмических структур под вулканическими системами, а именно региональный масштаб, позволяющий описывать поведение слэба, и локальный масштаб для изучения неоднородностей непосредственно под вулканами. Очень важным является также изучение структуры промежуточного масштаба, позволяющее оценить роль погружающегося слэба в питании вулканических дуг. В этом случае исследования имеют масштаб первых сотен километров и основываются на данных по глубоким землетрясениям в слэбе, зарегистрированным станциями на поверхности. К сожалению, плотность сетей на Камчатке пока не позволяет проводить достаточно надежные исследования в этом направлении. Вместе с тем один из соавторов имел богатый опыт работы с различными высококачественными данными, собранными в рамках международного сотрудничества по некоторым наиболее интересным зонам субдукции. Здесь мы обобщаем полученные в рамках этих исследований результаты по трем регионам, на основании чего можно выявить некоторые закономерности, имеющие отношение и к Камчатской зоне субдукции.

Первый эксперимент проводился на Суматре, где расположена одна из самых молодых и самых крупных кальдер. Около 74 тыс. л.н. из влк. Тоба в результате параксизмального извержения было выброшено около 2800 км³ тефры, которая была разнесена по огромной территории. Образовалась продолговатая кальдера 70 × 30 км, в настоящее время заполненная озером. Однако продолжающиеся процессы на глубине привели к резургенции кальдеры, в результате чего в центре озера вырос о. Самосир, на поверхности которого находятся озерные отложения, поднятые на сотни метров. Учитывая то, что за последние 1.2 млн лет произошло не менее четырех катастрофических извержений влк. Тоба, он до сих пор сохраняет очень высокую потенциальную опасность.

В работе использовались сейсмические данные, полученные с помощью программы PASSCAL в 1995 г. В течение четырехмесячной работы временной сейсмической сети были выделены около 400 четких землетрясений, локализованных на базе 3377 *P*- и 2462 *S*-лучей. Эти данные были изначально обработаны [Masturyono et al., 2001], однако никаких значимых особенностей там выявлено не было. В дальнейшем эти данные были заново обработаны с помощью программы LOTOS, а результаты томографической инверсии на их основе опубликованы в работе [Koulakov et al., 2009a].

В результате инверсии получена сейсмическая структура, которую можно связать с продолжающимися вулканическими процессами под кальдерой. Так, в коре под современными вулканическими постройкиками выявлены небольшие по размерам области с повышенными значениями соотношения $v_p/v_s = 1.87$ на фоне достаточно низких коровых значений $v_p/v_s = 1.62$. Повышенные значения могут отражать положение современных магматических очагов.

На вертикальном сечении сейсмических аномалий *P*-волн вкрест кальдеры на рис. 11, *A* отчетливо видна связь между процессами в погружающемся слэбе и вулканическими проявлениями на поверхности. На глубине около 120 км наблюдается концентрированный кластер сейсмичности, который, видимо, отражает процессы преобразования вещества в слэбе (плавление, дегазация и др.). Между этим кластером и кальдерой Тоба встречается вертикально направленная аномалия пониженных скоростей *P*- и *S*-волн и повышенных значений v_p/v_s . Основная сейсмичность под кальдерой происходит на глубине около 30 км, т.е. в окрестности границы Мохо. Аналогичное поведение сейсмичности наблюдается и под Ключевской группой вулканов (см. рис. 10). Выявленная квазивертикальная аномалия пониженных скоростей, по-видимому, отражает пути питания магматических очагов под кальдерой Тоба флюидами и расплавами, отделяющимися от слэба на глубине около 120 км.

Центральная Ява — еще один регион Индонезии, подверженный сейсмической и вулканической опасности. Вулкан Мерапи, являющийся одним из наиболее активных вулканов мира, показывает существенные эксплозивные проявления, по крайней мере, на протяжении последних 7000 лет. В 2004 г. в рамках проекта MERAMEX было установлено более 100 станций по территории Центральной Явы, часть станций — выставлена в море для лучшего покрытия. В дополнение к пассивным данным в этом регионе были проведены и активные исследования, что позволило скомбинировать эти два подхода и использовать преимущества каждого из них [Wagner et al., 2007]. Плотное покрытие станциями и достаточно большое количество зарегистрированных событий позволило осуществить анизотропную томографическую инверсию, которая допускает оценку вариаций сейсмических параметров в зависимости от направления лучей [Koulakov et al., 2007, 2009b].

Результат анизотропной инверсии на вертикальном сечении вкрест зоны субдукции через влк. Мерапи показан на рис. 11, *B*. Резервуар, расположенный непосредственно рядом с вулканом, питается с мантийных глубин от погружающегося слэба через низкоскоростную аномалию, связывающую вулкан с кластером землетрясений на верхней границе слэба. Однако в отличие от кальдеры Тоба аномалия под влк. Мерапи наклонена под углом около 45°. Этот наклон может быть связан с существенной силой трения между слэбом и вышележащим мантийным клином, что вызывает диагонально направленные напряжения, схематически показанные черными линиями (см. рис. 11, *B*). Эти зоны напряжений, являясь относительно ослабленными, могут служить проводниками восходящих флюидов и расплавов.

Другая важная особенность — направление анизотропии под вулканом. Непосредственно под вулканом преобладают вертикальные скорости, которые, возможно, отражают направления подводящих каналов и даек. В районе интенсивной аномалии к северу от Мерапи, которая, как мы предполагаем, питает вулкан, анизотропия в основном горизонтальная. Это может свидетельствовать о наличии горизонтальных перетеканий, переслаиваний и силлов или горизонтально ориентированных промежуточных камер.

В качестве третьего примера мы выбрали регион Центральных Анд, отличающийся от двух вышеописанных тем, что в этом случае субдукция плиты Наска происходит под крупную Южно-Американскую континентальную плиту. Тектоника данного региона во многом определяется «срезанием» вышележащей литосферы, миграцией желоба и перемещением дуговых комплексов на восток. На этой территории проводились обширные комплексные исследования, проводимые немецким центром GFZ. Одной из сторон их активности была установка большого количества сейсмических станций, которые функционировали в течение нескольких лет и зарегистрировали достаточно большое количество информации. Помимо времен *P*- и *S*-волн была также получена информация по сейсмическому затуханию. В результате томографической инверсии была построена модель, опубликованная в статье [Koulakov et al., 2006].

На вертикальном сечении вкрест Центральных Анд в районе 23° ю.ш. (см. рис. 11, *B*) четко разделяются два кластера землетрясений, на глубинах около 100 и 200 км. Оба кластера связаны через низкоскоростные аномалии скоростей *P*- и *S*-волн с дуговыми вулканами. Над западным кластером образуется область пониженных скоростей, по-видимому, отражающая зону выделения расплавов и флюидов из слэба. Мы видим, что эта низкоскоростная аномалия смещается по подошве высокоскоростного слоя на

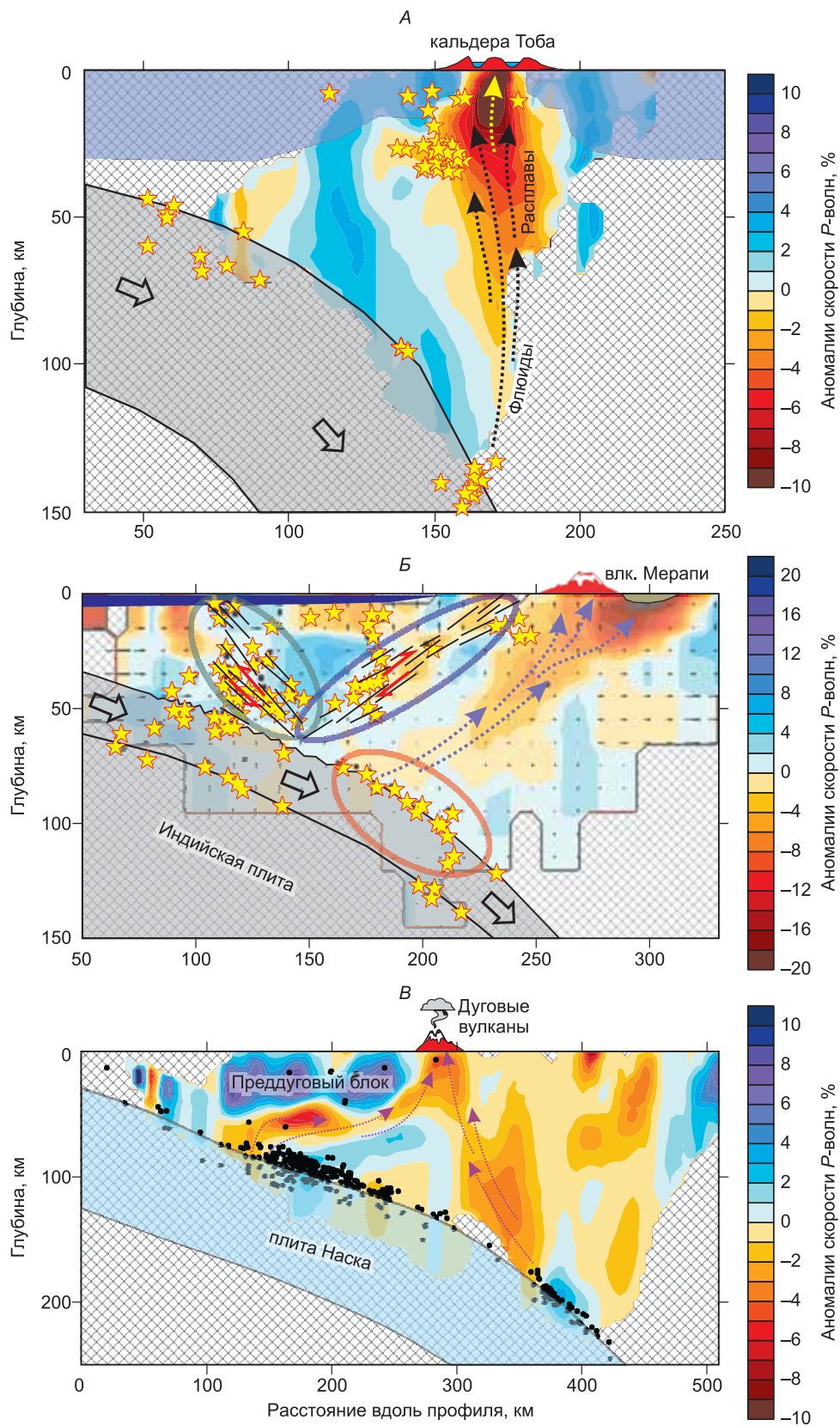


Рис. 11. Вертикальные сейсмические разрезы для трех различных зон субдукции.

A — у кальдеры Тоба на о. Суматра; *B* — у влк. Мерапи, Центральная Ява; *B* — вкост Центральных Анд в районе 23° ю.ш. Проекция землетрясений на *A* и *B* обозначены звездочками, на *B* — черными точками. Возможные пути миграции флюидов и расплавов показаны стрелками.

восток к его краю, где и образуются дуговые вулканы. Таким образом, можно сделать вывод о том, что расплавы по какой-то причине не могут выйти на поверхность непосредственно над местом их образования. Причина этого требует специального анализа геологии района и проведения моделирования, что может быть предметом для отдельного исследования.

Из более глубокого кластера на глубине около 200 км также происходит выделение флюидов и расплавов, о чем мы можем судить по наличию низкоскоростной аномалии, которая также поднимается к вулканической дуге либо субвертикально, либо со слабым обратным наклоном. Таким образом, в Центральных Андах наблюдаются сразу две зоны в слэбе, питающие вулканическую дугу.

Приведенные три примера для разных зон субдукции показывают, что питание вулканических дуг непосредственно связано с процессами, происходящими в слэбе. Пути питания вулканических дуг можно надежно проследить с помощью метода сейсмической томографии, имея данные современных систем наблюдения, установленных в некоторых зонах субдукции. Следует отметить, что форма путей питания вулканов продуктами дегазации и плавления слэба существенно меняется от региона к региону, что, по-видимому, определяется режимом субдукции (например, возрастом плиты, силой трения на верхней ее границе, свойствами вышележащей плиты и пр.).

УРОВНИ ГЕНЕРАЦИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ МАГМЫ, ОТНОСИТЕЛЬНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ДАЦИТОВ-АНДЕЗИТОВ И БАЗАЛЬТОВ

С учетом полученных выше сейсмотомографических изображений глубинной структуры вулканов (см. рис. 6, 7, 9—11) мы можем уточнить схему формирования первичных расплавов, их преобразование по мере продвижения к поверхности. Возьмем за основу схему, предложенную Б.В. Ивановым [2008] и воспроизведенную на рис. 12 с некоторыми изменениями. Б.В. Иванов предложил варианты для объяснения формирования андезитов толеитовой и известково-щелочной серии, которые отличаются наличием или отсутствием корового очага в средней коре. Здесь мы представляем схему, с помощью которой можно объяснить характер вулканизма в Ключевской группе. Предполагается наличие пяти уровней становления расплавов. К ним относятся: 1 — уровень завершающей дегидратации и частичного плавления материала слэба (100—130 км) с отделением расплавов-флюидов и последующим их перемещением в породы мантийного клина; 2 — образование магматических очагов внутри мантийного клина, где происходит реакция между горячими породами мантии и поднимающимися расплавами/флюидами, т.е. контаминация расплавов мантийным материалом на глубине, буферизуемая оливином (50—70 км); 3 — формирование крупного очага расплавов на границе кора—мантия с накоплением значительного количества обогащенного летучими компонентами вещества (25—30 км); 4 — образование внутрикоровых очагов, для которых возможна контаминация коровыми породами (10—15 км); 5 — формирование верхнекорового очага непосредственно под вулканом, дальнейшее протекание процессов ассимиляции и дифференциации (0—5 км). При этом мы не исключаем прямое питание вулканов из магматического очага у подошвы коры, минуя промежуточные очаги в коре (канал под экструзивным куполом). Именно такой механизм питания предполагается для влк. Безымянный на основании результатов томографии.

В таблице сведены основные характеристики андезитов I и II типов, предложенные Б.В. Ивановым, кроме того I типу могут быть свойственны повышенные отношения Hf/Yb , Th/U . В рамках традиционной парадигмы формирование андезитов II типа объясняется наличием промежуточных камер 4-го и 5-го уровней, обеспечивающих взаимодействие с веществом коры. Сейсмотомографические данные и соотношения объемов вулкаников I и II типов позволяют уточнить схему (убрать 4-й уровень для I типа и 2-й уровень для II типа, уточнить мощности зон плавления) и на этой основе по-другому интерпретировать значение схемы (см. рис. 12).

Основные характеристики андезитов I и II типов, по [Иванов, 2008] с добавлениями

Параметр	I тип (толеитовая серия)	II тип (известково-щелочная серия)
	Андезиты пироксеновые, во вкрапленниках менее кальциевый клинопироксен, в матриксе присутствует пижонит	Андезиты роговообманково-пироксеновые и роговообманковые, пижонит редок
SiO_2 , мас. %	57—59	59—63
ΣFeO	> 7	< 7
Ba/Sr	< 1	> 1
Обогащение	Mn, V, Co, Zn, Cr, Ti, Sr, Sc	K, Na, Li, Rb, Ba
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7030—0.7032	0.7032—0.7037
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51309—0.51314 и выше	0.51306—0.51311
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	4.6—5.7	7.3—7.7

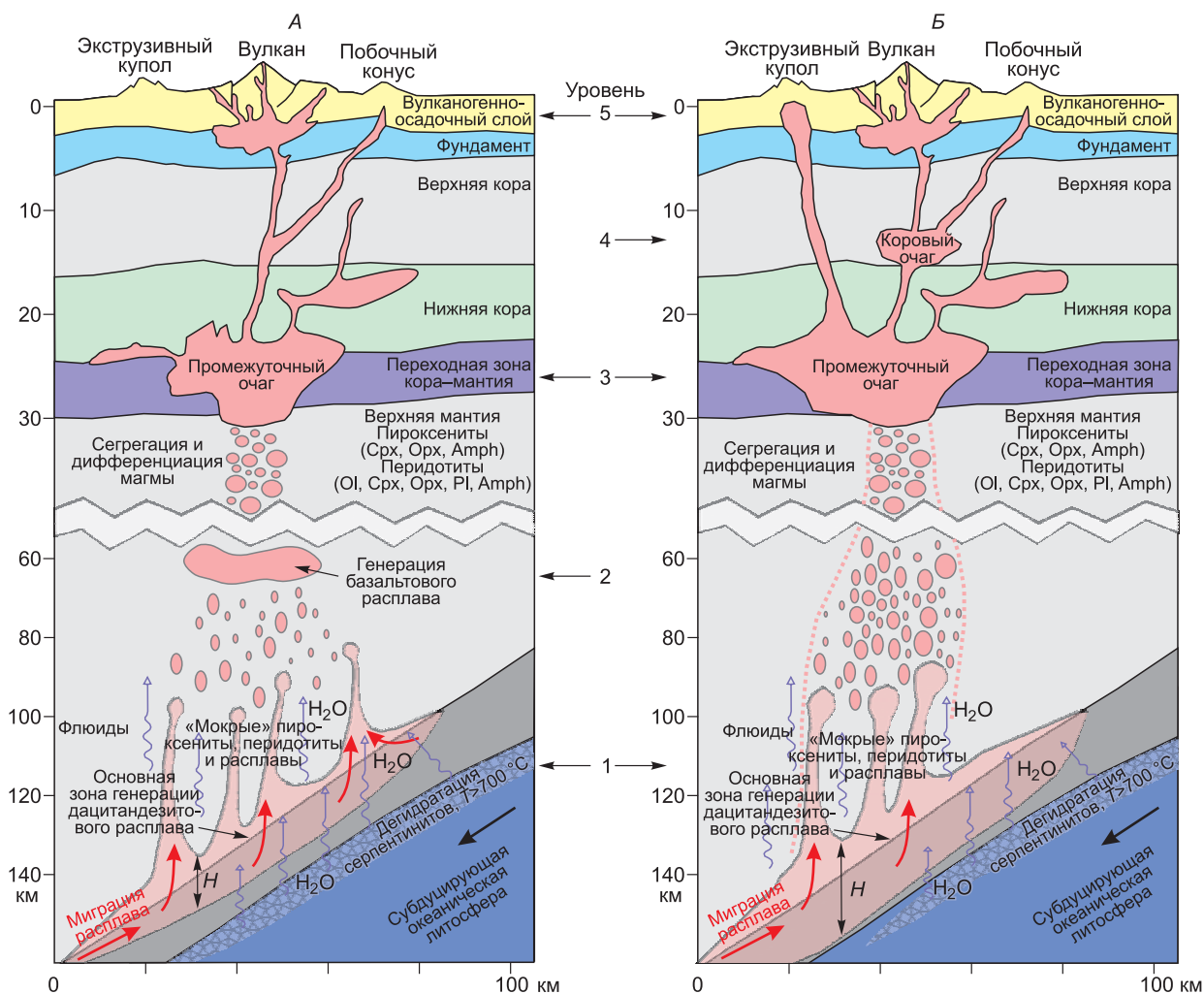


Рис. 12. Схема путей миграции флюидов и расплавов для двух типов андезитовых вулканов.

А — I тип — толеитовый с преимущественно базальтовыми кратковременными извержениями, Б — II тип — известково-щелочной, они соответствуют периодам активизации с массовыми извержениями дацит-андезитового состава кальдерного типа. Указаны пять уровней образования и трансформации магм, по [Иванов, 2008] с изменениями.

В работах [Лаверов и др., 2005; Добрецов, 2010] оценены объемы извержений на Камчатке за последние 850 тыс. лет. Согласно этим оценкам, в интервале 850—750 тыс. л.н. было извергнуто около 8700 км³ эффузивных пород от андезибазальтового до риолитового составов. Затем с 750 до 250 тыс. лет извергались в основном базальты, объем которых составил 2200 км³. Начиная со среднего плейстоцена (от 250 тыс. лет до современности) объем изверженных продуктов превысил 11 тыс. км³, причем за последние 140 тыс. лет преобладают мощные кальдерообразующие извержения с формированием андезитов, дацитов и риолитов. Базальты и андезибазальты относятся к межкальдерным этапам, гораздо более скромным по объемам и малоэксплозивным.

Соотношение продуктов вулканизма по составу наиболее полно освещено в работе [Kelemen et al., 2004]. Авторы использовали свыше 10 тыс. анализов из различных источников и статистически получили, что базальтовый вулканизм преобладает в молодых океанических дугах, тогда как зрелые островные и континентальные дуги характеризуются интенсивным развитием андезит-дацит-риолитового вулканизма (рис. 13). В действительности не все так просто. Например, относительно молодая Алеутская дуга демонстрирует резкую дихотомию к западу и к востоку от о. Адак. Если к востоку базальты распространены в значительных объемах, то к западу резко преобладают андезиты и дациты. На Камчатке базальты по информации [Kelemen et al., 2004] не преобладают, по данным [Лаверов и др., 2005; Богатиков и др., 2010] и нашим андезиты и дациты составляют 75—80 % объема извержений, тогда как, например, в Андах базальтов практически нет. Но основной недостаток работы [Kelemen et al., 2004] в том, что вся статистика строится на подсчете опубликованных анализов пород без учета реальных объемов извергну-

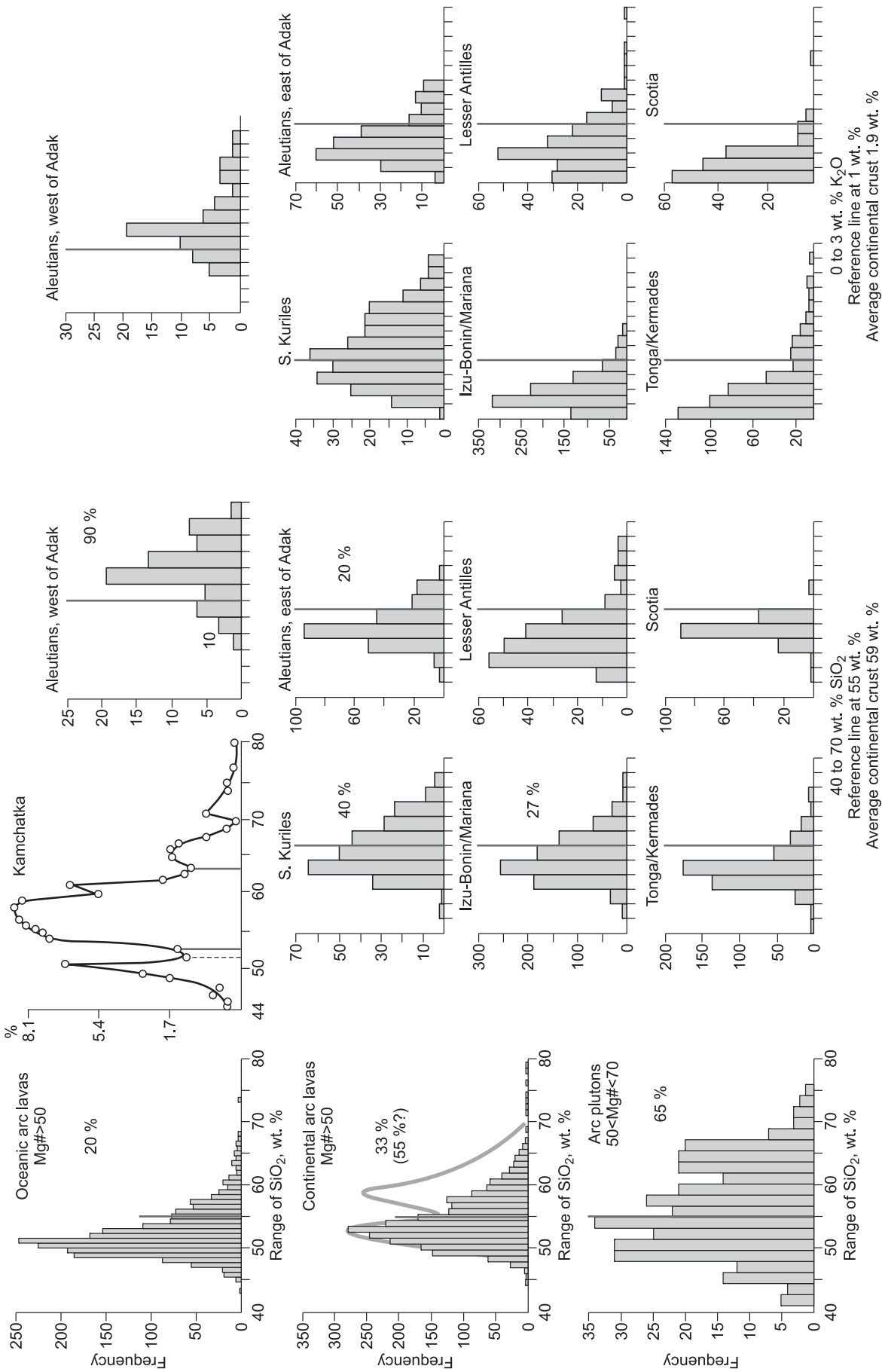


Рис. 13. Распределение базальтовых и андезит-дацитовых вулканических пород по среднему соотношению SiO₂ и K₂O для различных типов вулканических дуг и плутонов, по [Kelemen et al., 2004; Богатиков и др., 2010].

тых продуктов. На этом основании мы можем утверждать, что роль более кислых разностей существенно выше. Наконец, среди плутонов в глубинной части островных дуг любого типа породы дацит-андезитового состава (более 55 мас. % SiO_2) составляют 2/3 объема (см. рис. 13).

Мощность зоны плавления H (см. рис. 12) в верхней части погружающейся плиты, как показывают теория и эксперимент [Whitehead, Luther, 1975; Добрецов и др., 2001], коррелируется с размерами группы вулканов и расстоянием между их центрами l : $l = n \times H$ (км); при n около 5 и l около 100 км (как между вулканическими центрами, см. рис. 3 и размером Ключевской группы, см. рис. 9) H достигает 20 км. При такой или большей мощности возникает критическая масса расплава, и его струя быстро поднимается напрямую от зоны субдукции (уровень 1) к промежуточному очагу на границе коры и мантии (уровень 3), не останавливаясь на промежуточном уровне 2, т.е. реакция между расплавом и мантией не успевает произойти. С другой стороны, промежуточные очаги на уровнях 4 и 5 возникают только перед извержением вулкана и длительное время существовать не могут.

Таким образом, I тип отражает этапы относительно редких неэксплозивных извержений базальт-андезитового состава, чему соответствует период 750—250 млн лет на Камчатке и большинство извержений в океанических островных дугах, а II тип относится к этапам массовых, иногда катастрофических кальдерных извержений, как в течение последних 140 тыс. лет на Камчатке или на Суматре, и соответствует, по-видимому, большинству этапов извержений андийского типа.

Типы I (с преобладанием базальтов) и II (с преобладанием высоководных андезитов и дацитов) различаются и по количеству кумулятов, накопленных на уровне 3 в нижней части коры. Это показано на рис. 14 в координатах содержание кремнезема — магнезиальность, где сопоставлены экспериментальные данные и поля низкомагнезиальных андезитов (LMAs) и высокомагнезиальных адацитов и андезибазальтов (HMAs). Первичные (примитивные) андезиты, судя по экспериментам при 3.2 и 3.8 ГПа, соответствуют составам адацитовых жил в перидотитах [Kepezhinskas et al., 2002; Kelemen et al., 2004; Martin et al., 2005], при этом SiO_2 составляет около 65 мас. %, а магнезиальность не превышает 40—50 %. В то же время первичные базальты содержат около 52—55 мас. % SiO_2 при магнезиальности около 70 %. Согласно [Kelemen et al., 2004], примитивный высокоглиноземистый базальт принят с такими же параметрами (52 мас. % SiO_2 и 70 % Mg#). На рис. 14, Б для примитивного андезита принят состав 55—57 мас. % SiO_2 и Mg# около 70 %, который на рис. 14, А соответствует гибридизированному расплаву и HMAs. На рис. 14, А в поле LMAs стрелками показаны возможные направления дифференциации в камере уровня 3 (см. рис. 12) на глубине около 30 км.

На рис. 14, Б показано теоретическое соотношение примитивных базальтов и андезитов с дифференциатами и кумулятами, накопленными в виде пироксенитов (или меланогаббро) в камере на уровне 30 км ([Kelemen et al., 2004] с уточнениями). Из примитивных базальтов могут быть получены андезиты, содержащие 55 мас. % SiO_2 и 40 % Mg# при условии накопления кумулятов в таком же или несколько большем объеме. Для образования дифференциатов (65—67 мас. % SiO_2 , 30 % Mg#) потребуется в три раза больше кумулятов. Такое количество пироксенитов (меланогаббро), равное или превышающее объемы вулканических пород, в основании островных дуг не обнаруживается [Kelemen et al., 2004], и это служит одним из главных доводов против гипотезы о роли высокоглиноземистых базальтов как исходных пород для андезитов и всего спектра пород островных дуг. Иначе приходится допускать деламинацию — погружение пород нижней части коры и ее переплавление вместе с эклогитами [Kelemen et al., 2004; Sobolev et al., 2006]. Состав первичного андезита (65 мас. % SiO_2 , 40 % Mg#) гораздо ближе к кислым породам (70—75 мас. % SiO_2 , 30 % Mg#), чем к пироксенитовым кумулятам. В таком случае для формирования андезитов, дацитов и риолитов, согласно экспериментам, кумулятов должно образоваться в три раза меньше, чем кислых лав.

На рис. 14, В показаны два пути дифференциации примитивных базальтов или андезитов на примере вулканических пород Алеутской дуги. Для Камчатки ситуация оказывается более сложной, что мы и рассмотрим на примере накопленных материалов по Ключевскому и Безымянному вулканам.

Продукты извержений вулканов Ключевской и Безымянный варьируют по составу. Если для Ключевского характерны переходы от магнезиальных к высокоалюминиевым базальтам, то для Безымянного это вариации от андезитов к дацитам. При этом если рассмотреть вариации составов изверженных пород во времени, то для Ключевской Сопки наблюдаются следующие изменения. До 1945 г. содержание (мас. %) SiO_2 держалось на уровне 51—52, K_2O — около 0.6, TiO_2 — 0.8, магнезиальность составляла 45—55 % ($\text{FeO}/\text{MgO} = 0.8—1.2$). Начиная с извержения 1945 г. количество SiO_2 возросло до 54—55 мас. % и сохраняется на этом уровне до сих пор, содержание K_2O выросло до 1—1.2 мас. %, TiO_2 — до 1—1.2 мас. %, при этом магнезиальность упала ниже 40 %, т.е. $\text{FeO}/\text{MgO} = 1.5—2.0$ (рис. 15). При этом Ключевской относится к самым активным вулканам мира, извержения происходят в среднем 1 раз в два года, в основном из вершинного кратера, что ведет к постоянному росту конуса (4850 м в 2009 г., сейчас высота приближается к 5000 м).

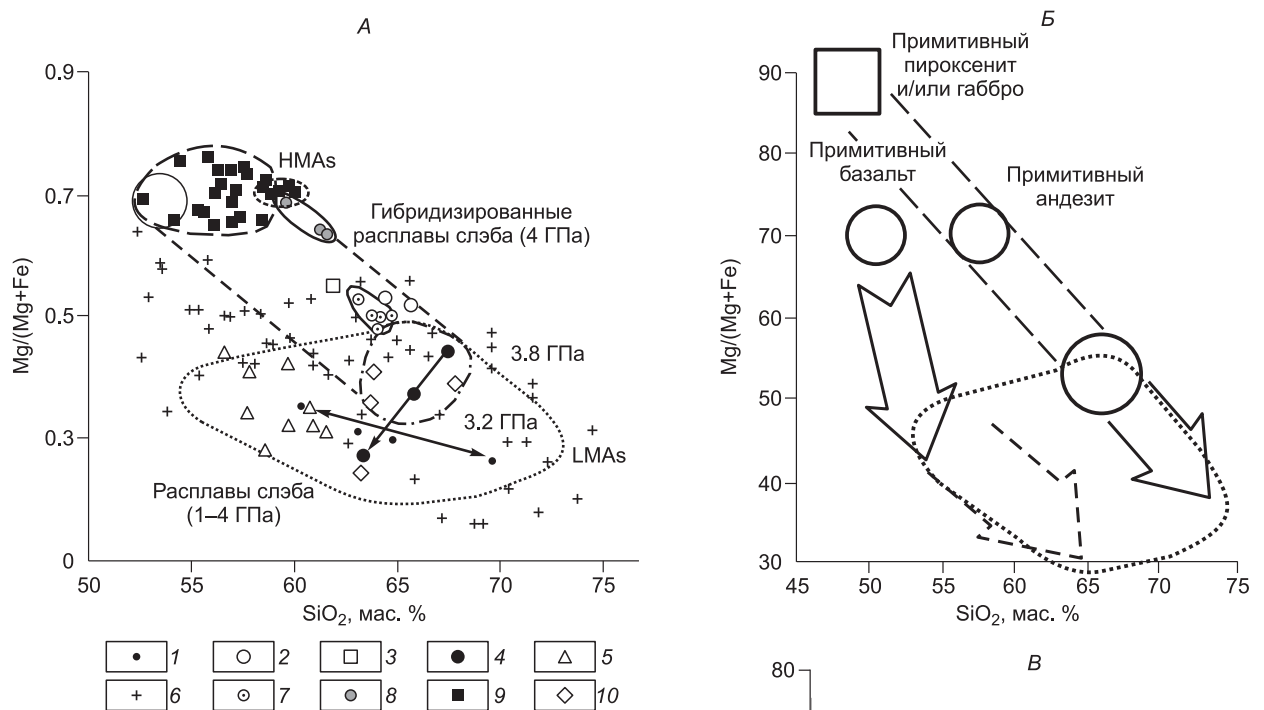


Рис. 14. Сопоставление экспериментальных данных с полями низкомагнезиальных андезитов (LMAs) и высокомагнезиальных адакитов и андезибазальтов (HMAs) (А); теоретическое соотношение примитивных базальтов и андезитов с дифференциатами и кумулятами, накопленными в виде пироксенитов (или меланогаббро) в камере на уровне 30 км (Б); пути дифференциации примитивных базальтов или андезитов на примере вулканитов Алеутской дуги (В').

А — стрелки показаны возможные тренды дифференциации расплавов [Добрецов, 2010] с дополнениями. 1 — частичное плавление АВ-1 (1—3 ГПа); 2 — расплав АВ-1, гибридный KLB-1; 3 — расплав АВ-1, гибридный AVX-51; 4 — расплавы АВ-1 при 3.2 и 3.8 ГПа; 5 — расплавные включения островных дуг; 6 — адакиты современных островных дуг; 7 — низкомагнезиальные адакиты Южных Анд; 8 — высокомагнезиальные адакиты Южных Анд; 9 — магнезиальные адакиты Сэтоачи, Юго-Восточная Япония; 10 — жилы адакитов в перидотитах Северной Камчатки. В — 1 — все данные; 2—4 — типичные вулканы Алеутской дуги: 2 — Окмок; 3 — Сегуам; 4 — Пийп. Б и В — по [Kelemen et al., 2004] с уточнениями.

Первое параклизмальное извержение влк. Безымянный произошло в 1955—1956 гг. после длительного периода покоя [Богоявленская и др., 1991]. В результате бокового взрыва и обрушения части конуса его высота уменьшилась на 200 м (сейчас 2882 м). После извержения пелейского типа внутри кратера обрушения начал расти купол Новый, при этом до 1977 г. выжимался жесткий обелиск, после этого стали выжиматься также вязкие лавовые потоки, длина которых постоянно увеличивается из-за снижения вязкости. Связано это с тем, что начиная с 1955 г. содержание кремнекислоты неуклонно снижается с 61 (что близко к примитивному андезиту) до 56 мас. % к настоящему времени. Содержание K₂O за этот период снизилось незначительно — от 1.3 до 1.1 мас. %, а TiO₂ — выросло от 0.55 до 0.8 мас. %. При этом магнезиальность упала от 40 до 30—35 % (FeO/MgO = 1.5—2.5) и сохраняется на этом уровне по настоящее время.

Надо отметить при этом, что несмотря на постепенное сближение составов изверженных продуктов для двух вулканов в течение 50 лет по главным компонентам, на микроэлементном уровне различия в основном остаются, хотя по некоторым рассеянным элементам тоже наблюдается тенденция к сближе-

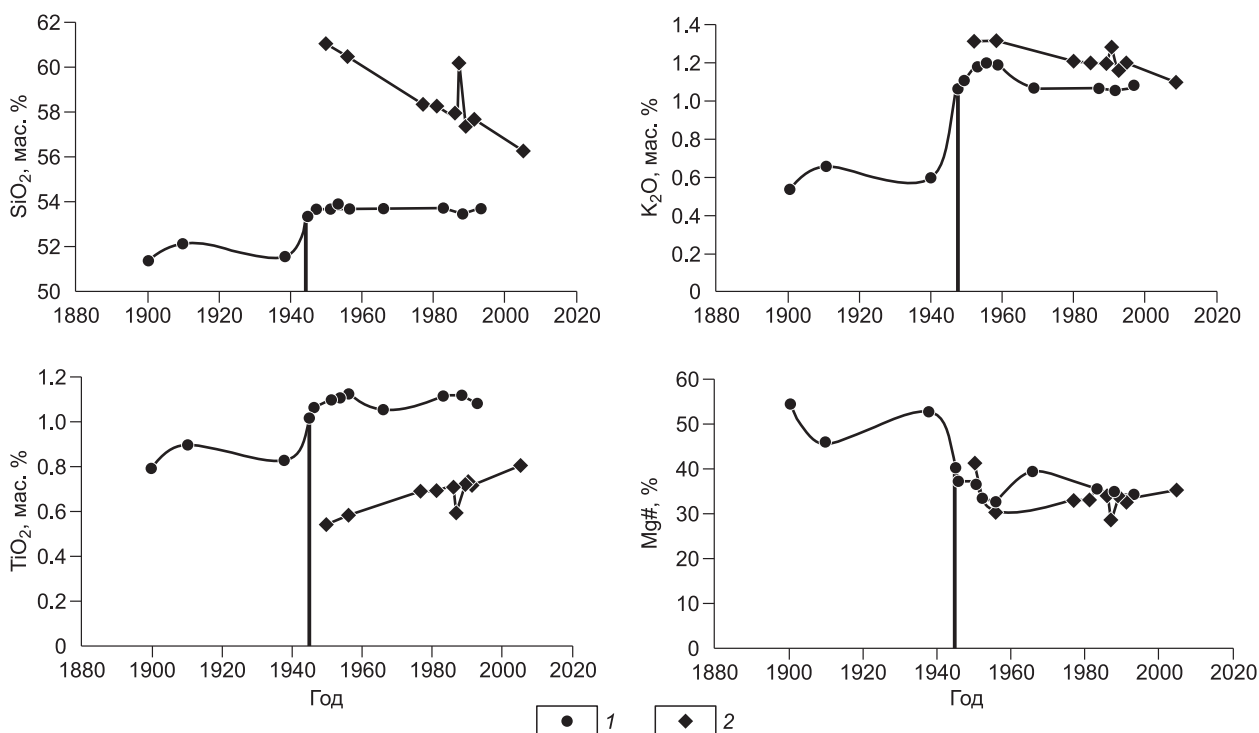


Рис. 15. Изменение состава главных компонентов вулканов Ключевской (1) и Безымянный (2) за последние 100 лет.

Жирная вертикальная линия показывает извержение влк. Ключевской в 1945 г., после чего состав продуктов его извержений значительно изменился. Это предшествовало первому после долгого затишья параксизмальному извержению влк. Безымянный, по данным [Turner et al., 2007].

нию, например, рост содержаний Th в лавах Ключевского (начиная с 1945 г. скачок почти в два раза до 0.7—0.8 г/т, для Безымянного — 1—1.2 г/т), постепенное сближение Rb/Sr и Ba/Sr отношений (см. ниже).

При этом на более длительном промежутке времени по результатам тефрохронологии [Auer et al., 2008] наблюдаются значительные колебания состава того же влк. Ключевской. Так, на протяжении последних 8500 лет большую часть времени преобладали высокоглиноземистые эффузивы, сменявшиеся высокомагнезиальными базальтами примерно через 2500 лет. При этом переход к высокомагнезиальным базальтам происходил более резко (за 800—1000 лет), а содержание Mg снижалось (и одновременно росло содержание Al) более плавно (в течение примерно 2000 лет). Во время одного из этапов снижения магнезиальности Ключевского сформировался влк. Безымянный (около 5500 л.н.). Следующие пики сильной эксплозивной активности Безымянного также попадают на этапы перехода от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам (2400—1700, 1350—1000 л.н., с 1955 г. по настоящее время).

Исходя из данных сейсмотомографии можно допустить, что на уровне 3 (переходный слой мантия—кора, см. рис. 12) существует единый для обоих вулканов промежуточный очаг, из которого должны поступать одинаковые по составу расплавы (либо дифференциаты одного расплава). Единый источник подтверждается изотопными данными (вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034\text{—}0.7035$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5131$ [Turner et al., 2007]). Только если во время извержения Безымянного расплавы напрямую поднимаются к поверхности, то под Ключевским они задерживаются в промежуточных камерах (уровни 4, 5). Одним из первых это обосновал А.А. Арискин с соавторами [1995]. Если допустить, что во время одновременного извержения расплавы поднимаются из одного источника, лавы Ключевского должны подвергаться большей дифференциации и эволюционировать в сторону повышения кремнистости, содержания щелочей, уменьшения магнезиальности. Ситуация с Безымянным и Ключевским полностью противоположна. За счет кристаллизационной дифференциации в камере на глубине 30 км происходят систематические переходы от высокоглиноземистых к высокомагнезиальным базальтам, извергающимся Ключевским вулканом. Базальтовый расплав при этом формируется окончательно в промежуточных камерах уровней 4 и 5 и извергается более спокойно через центральный подводящий канал влк. Ключевской. Эксплозивные

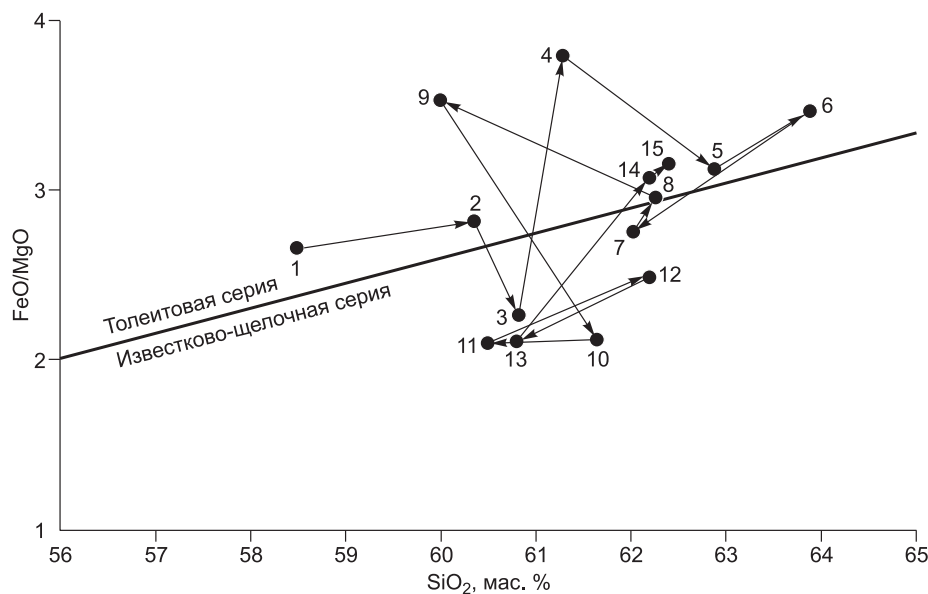


Рис. 16. Изменение состава вулканитов влк. Карымский с 1963 по 1978 г.

1—15 — этапы извержений, по [Иванов, 2008].

извержения влк. Безымянный обусловлены высоким содержанием летучих компонентов, накапливаемых на 1-м уровне и прямым прорывом от зоны субдукции, достигающим поверхности, лишь частично взаимодействуя с промежуточным очагом на глубине 30 км (см. рис. 10, Б).

С другой стороны, кратковременные вариации могут быть весьма значительны, свидетельствуя о сложности процессов в долгоживущем магматическом очаге на глубине 30 км. Так, например, Б.В. Иванов [2008] на примере влк. Карымский показывает, что за короткий период с 1963 по 1978 г. произошло 15 извержений, при этом состав вулканитов на первых этапах менялся гомодромно с ростом SiO_2 от 58.5 до 64 мас. %, затем гомодромный и антидромный тренды неоднократно менялись (рис. 16). При этом в течение 3 и 4 этапов произошли резкие скачки FeO/MgO (сначала уменьшение до 2.1, затем быстрый рост до 3.8) при близком среднем содержании SiO_2 около 61 мас. %. В течение 8—10 этапов произошли аналогичные скачки FeO/MgO на антидромном этапе, затем продолжались извержения в поле известково-щелочной серии с переходом к гомодромной эволюции расплавов на 14, 15 этапах (более 60 мас. % SiO_2 , FeO/MgO более 3.0). Главные поля кристаллизации — андезиты известково-щелочной серии, содержащие 60—62 мас. % SiO_2 и FeO/MgO около 2 (этапы 3, 10—13, всего 5 точек, см. рис. 16) и дациты с содержанием 62—64 мас. % SiO_2 и FeO/MgO около 3, вблизи границы известково-щелочной серии (этапы 5—8 и 14, 15, 6 точек, см. рис. 16). Колебания FeO/MgO от 2 до 3.8 (Mg\# от 34 до 26 %) при почти постоянном содержании SiO_2 (60—62 мас. %) могут быть объяснены кумуляцией ортопироксена с железистостью около 30 % с примесью титаномagnetита. Такие магнетит-ортопироксеновые желваки (кумуляты) в лавах Карымского и других камчатских вулканов отмечались неоднократно [Эрлих, 1973; Иванов, 2008].

Систематизация вулканитов Камчатки на основе отношения FeO/MgO и содержаний SiO_2 и их деление на толейтовую (высокожелезистую) известково-щелочную (высокомагнезиальную) серии представлена на рис. 17. Типичный известково-щелочной влк. Шивелуч регулярно извергает непрерывную серию пород с вариациями SiO_2 от 52 до 69 мас. % при постоянном отношении $\text{FeO/MgO} = 1.0\text{—}2.0$ во всей серии (Mg\# около 45 %). Описанный выше влк. Безымянный извергает преимущественно известково-щелочные андезиты и дациты с содержаниями SiO_2 от 54 до 67 мас. % и небольшим ростом FeO/MgO от 1.0 до 2.5. Лишь небольшая часть андезитов Безымянного (около 12 %) может быть отнесена к толейтовой серии с ростом FeO/MgO от 2.0 до 6.5. В влк. Кизимен примерно в равных долях присутствуют породы известково-щелочной серии (преимущественно андезиты с 56—64 мас. % SiO_2) и толейтовой серии (поровну базальты с 48—55 мас. % SiO_2 и андезиты с 56—64 мас. % SiO_2). Игнимбриты Карымской кальдеры содержат 61—74 мас. % SiO_2 и располагаются вблизи границы толейтовой и известково-щелочной серий, как и наиболее кислые породы влк. Карымский (см. рис. 16).

Типичные вулканы толейтовой серии (Кизименок, Ушковский, Крестовский, см. рис. 17) содержат 49—60 мас. % SiO_2 , причем только в продуктах извержений влк. Кизименок базальты преобладают.

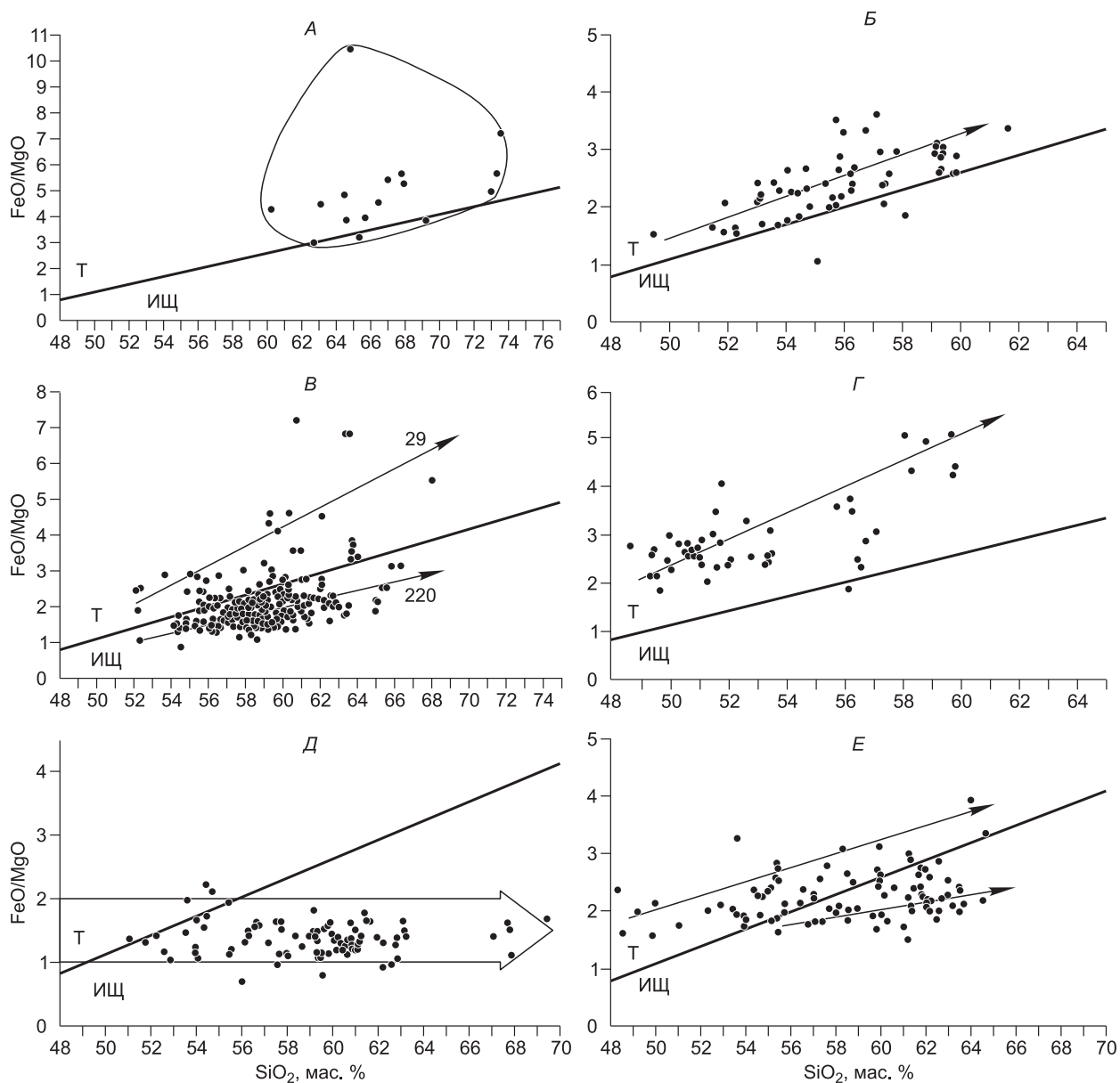


Рис. 17. Вариации составов вулканитов Камчатки в координатах FeO/MgO—SiO₂.

Сплошная линия разделяет толеитовые (Т) и известково-щелочные (ИЩ) серии пород. *А* — игнимбриты Карымской кольцевой структуры; *Б* — вулканы Ушковский и Крестовский; *В* — влк. Безымянный; *Г* — влк. Кизимен; *Д* — влк. Шивелуч; *Е* — влк. Кизимен, по данным [Иванов, 2008].

В заключение раздела приведем краткие сведения о мониторинге вулканов и вулканическом районировании как основе прогноза вулканической опасности на Курильских островах [Ермаков и др., 2011]. В целом в Курильской дуге с 1700 по 2000 г. произошло более 120 извержений вулканов с максимумами, повторявшимися через каждые 40—50 лет. Главный максимум (около 30 извержений за 20 лет) пришелся на конец XX в. Это связано также с расширением географии извержений. До середины XIX в. извержения фиксировались преимущественно в Центральных Курилах, к концу XIX в. они захватили Северные Курилы, к концу XX в. — и Южные Курилы [Ермаков и др., 2011].

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Эта обширная тема будет лишь частично затронута в статье. Для наших целей существенны три момента: значение состава минералов для оценки насыщения водой и окислительно-восстановительных

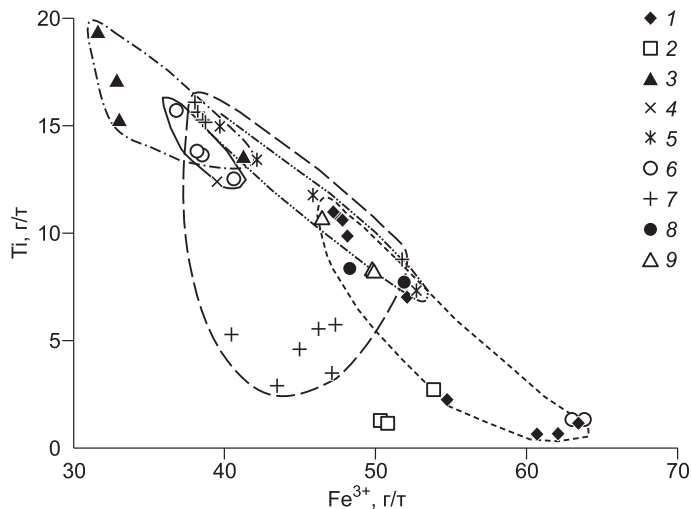
условий островодужных расплавов; роль надкритического флюида на глубинах более 150 км (введение в проблему); редкие и рассеянные элементы как отражение минералообразующих процессов и показатели температуры отделения флюидов (некоторые примеры).

Общепризнано, что островодужные расплавы высоководные и более окисленные, но оценки этих параметров не всегда согласуются друг с другом и с вариациями интенсивности и состава вулканизма. Можно согласиться с утверждением, справедливым в первом приближении, что показателем высокой водности расплавов являются адакиты — роговообманковые андезиты. Роговообманково-пироксеновые андезиты являются промежуточными породами, а двупироксеновые андезиты — продуктами «сухих» расплавов. Более чувствительными индикаторами степени водности и окисленности расплавов могут служить титаномагнетит и ортопироксен.

Дело в том, что водный флюид отделяется от погружающейся плиты на всех этапах субдукции и на всех же этапах определяет степень окисления, буферизуемую равновесиями магнетит-фаялит-кварц и магнетит-вюстит. Концентраторами воды в породах океанической коры являются серпентин (для оливин-содержащих пород), хлорит, пумпеллит, эпидот, актинолит, иногда лавсонит (в метабазах), хлорит, фенгит, стильпномелан, амфибол (в осадках и метаосадках). Осадки океанические и преддугового бассейна, как правило, сильно окислены и лишь в некоторых случаях содержат битумы и углеродное вещество (в таких локальных участках окислительные условия могут резко меняться). При частичном плавлении и малых степенях плавления возникающие в зоне субдукции расплавы будут предельно насыщены водой, при более высокой степени плавления потенциал (в первом приближении содержание) воды в расплаве будет падать. Дополнительная потеря воды расплавом и его восстановление должны происходить на уровне 2 (50—70 км) при реакции с горячими сухими породами мантии, где магнетит может исчезать, а также на уровне 3 (около 30 км) (см. рис. 12), где вследствие падения давления часть флюида будет отделяться и уходить, а вмещающие породы нижней коры могут быть относительно сухими.

При всем разнообразии вариантов прямым доказательством высокой водности расплавов является кристаллизация роговой обманки в качестве фенокристаллов, а также флюидно-расплавные включения в амфиболе и плагиоклазе. В таких расплавах наблюдаются высокие значения $f_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{O_2} , и на ликвидусе или вблизи ликвидуса кристаллизуется титаномагнетит с содержанием $\text{TiO}_2 = 7\text{—}16$ мас. % (рис. 18). В части из них, в частности в карымских вулканиках, присутствует титаномагнетит с высоким содержанием Al_2O_3 (5—7 мас. %), т.е. шпинель-герцинитовый минал $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$, что подтверждает его ликвидусный характер. Титаномагнетит с низким содержанием TiO_2 (3—6 мас. %) кристаллизуется совместно с ортопироксеном. Раннее осаждение титаномагнетита происходит, как правило, на уровне 3 (около 30 км) (см. рис. 12).

После раннего осаждения титаномагнетита оставшийся расплав обедняется Fe и Ti (см. рис. 16, 17), падение в породах FeO/MgO от 3.8 до 2.1 при постоянном содержании SiO_2 , при этом низкое отношение FeO/MgO (1.0—2.5) и низкое содержание TiO_2 (0.6—0.7 мас. %) сохраняется во всей серии пород таких вулканов, как Безымянный и Шивелуч (см. рис. 17). Но в оставшемся расплаве будут кристаллизоваться и маложелезистые силикаты — ортопироксен и роговая обманка в андезитах, оливин в базальтах. Для ортопироксенов можно наметить следующие группы (рис. 19): в предельно окисленных и высоководных расплавах кристаллизуются ортопироксены с железистостью до 22—26 % и, как правило, высокой кальциевостью (до 15 % волластонитового минала, близликвидусная кристаллизация); промежуточные ортопироксены имеют железистость 27—34 % и тоже высокую кальциевость; ортопироксены с железистостью 34—41 % и низким содержанием волластонитового минала (до 5 %) кристаллизуются



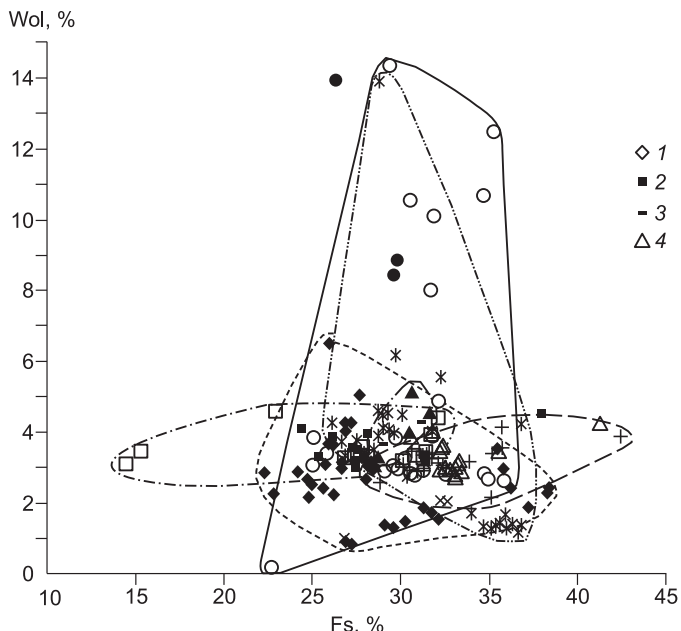
из маловодных, предельно восстановленных расплавов вдали от ликвидуса; наиболее восстановительные условия (при еще высокой водности) в островодужных условиях характерны для бонинитовых магм, возникающих при реакции флюидов/расплавов с породами мантии на глубинах 50—80 км, при этом же

Рис. 18. Составы шпинелидов в вулканиках Камчатки.

Составлено Н.Л. Добрецовым по анализам [Иванов, 2008]. 1—9 — вулканы: 1 — Шивелуч, 2 — Ушковский, 3 — Ключевской, 4 — Безымянный, 5 — Кизимен, 6 — Двор, 7 — Карымский, 8 — новый эруптивный центр (кратер Токарева), 9 — Ичинский.

Рис. 19. Вариации составов ортопироксенов в вулканитах Камчатки в координатах ферросилит (Fs) — волластонит (Wol).

Составлено Н.Л. Добрецовым по анализам [Иванов, 2008]. 1—4 — вулканы: 1 — Камень, 2 — Кизименок, 3 — Малый Семячик, 4 — Академии Наук. Остальные усл. обозн. см. на рис. 18.



лезистость поздних пироксенов и амфиболов может достигать 60—65 % [Danyushevsky et al., 2002; Добрецов, 2010].

Концентраторами других важных элементов на разных уровнях генерации и трансформации расплавов могут служить рутил, гранат, плагиоклаз. Рутил присутствует только в эклогитах, и при плавлении в зоне субдукции образующийся расплав будет обедняться Nb и Ta, остающимися в рутиле рестигов. Изменение соотношений Ti-Nb-Ta может возник-

нуть только при кристаллизации ильменита на уровнях 2 и 3 (см. рис. 12). Гранат должен присутствовать на уровне 1, иногда на уровне 2, и выступает главным концентратором тяжелых лантаноидов. Крутой наклон распределения РЗЭ (отношение La/Yb > 10) сохраняется только для расплавов, прямо прорвавшихся из зоны субдукции, и исчезает при реакциях в мантии на уровне 2. Слабый наклон графиков РЗЭ в камчатских вулканитах [Иванов, 2008] говорит о преобладании второго случая. Существенное изменение соотношения РЗЭ, Sr, Ba, Rb может вызвать накопление плагиоклаза в промежуточной камере на уровне 3 (см. рис. 12). В частности, обращает внимание высокий уровень концентрации Sr во всех вулканитах Камчатки.

Экспериментальные исследования показывают, что при давлениях около 6 ГПа в зоне плавления ниже температуры 950 °С должен существовать флюид, обогащенный породообразующими компонента-

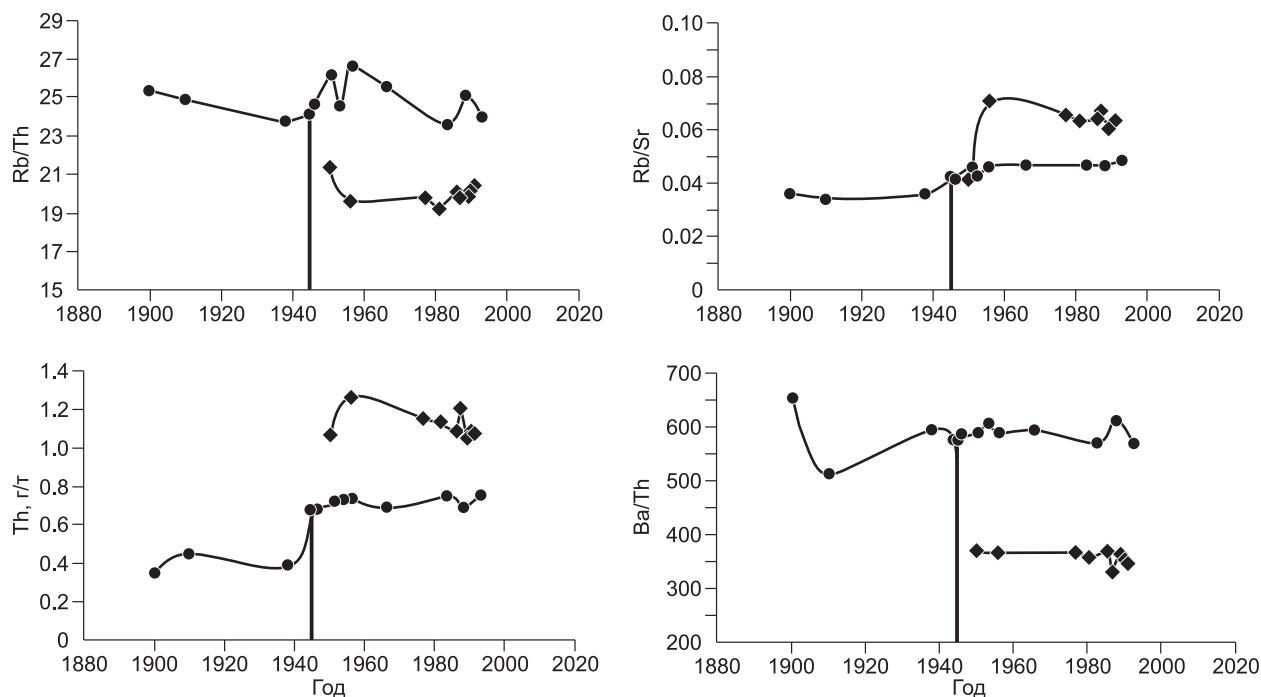


Рис. 20. Изменение состава микроэлементов и их отношений для вулканов Ключевской и Безымянный за последние 100 лет.

Усл. обозн. см. на рис. 15.

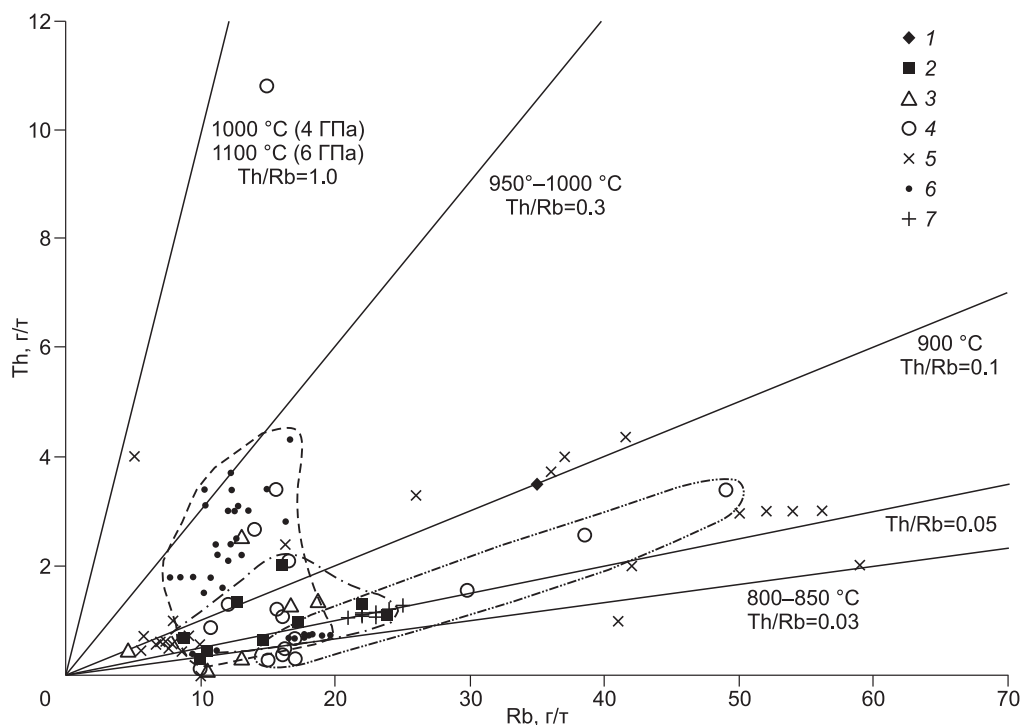


Рис. 21. Сопоставление экспериментальных данных с реальным микроэлементным составом пород в координатах Th—Rb на примере Карымской группы вулканов.

1—7 — вулканы: 1 — древний Карымский, 2 — Жупановские Востряки, 3 — Белянкина, 4 — Однобокий, 5 — новый эруптивный центр (кратер Токарева), 6 — Ключевской, 7 — Безымянный. На линиях Th/Rb отношений указаны экспериментальные температуры, соответствующие данным значениям, по [Kessel et al., 2005]. Для сравнения приведены Th/Rb отношения в вулканитах вулканов Ключевской и Безымянный (составлено Н.Л. Добрецовым по анализам Б.В. Иванова [2008]).

ми, выше 950 °C он переходит в расплав, сильно обогащенный летучими компонентами [Kessel et al., 2005]. При 4 ГПа даже при высоких температурах будет присутствовать только расплав. При этом отношения рассеянных элементов должны отражать те или иные условия плавления. На практике эти эксперименты мало помогают, так как не учитывают все промежуточные процессы, происходящие с флюидами и расплавами при подъеме к поверхности и в магматических камерах. Тем не менее, даже не отвечая экспериментальным данным, микроэлементный состав вулканитов (Th, Th/Rb, Rb/Sr) Ключевского и Безымянного изменяется соответственно изменению их состава по главным компонентам (рис. 20). Пример удовлетворительного соответствия экспериментальных и природных составов приведен на рис. 21. Th/Rb отношение — одно из немногих в упоминаемых экспериментах, которое систематически снижается при падении температуры не зависимо от того, идет ли речь о расплаве (для 4 и 6 ГПа) или надкритическом высокотемпературном флюиде (для 6 ГПа). Обращает на себя внимание, что всего один анализ (влк. Однобокий) дает значение, близкое к реальным температурам в области плавления. Если экспериментальные данные [Kessel et al., 2005] корректны, остается предположить, что более низкие температуры, фиксируемые по микроэлементному составу вулканитов Камчатки, отражают стадии взаимодействия еще горячих пород с поздними флюидами.

ВЫВОДЫ

Региональные томографические модели верхней мантии под Курило-Камчатской и Алеутской дугами показывают, что структура субдукционных зон сложна и неоднородна. Конфигурация плоских субдуцируемых плит и вариации их мощности типичны для верхней части зон субдукции до глубин 200—300 км. На больших глубинах результаты сейсотомографических исследований демонстрируют значительно меняющееся поведение погружающихся плит, зависящее от действующих сил, и вариации степени плавления в субдуцирующей плите.

Детальная томографическая модель под вулканами Ключевской группы показывает наличие крупного очага (канала и промежуточной камеры) с аномально низкими сейсмическими скоростями на гра-

нице кора—мантия, при этом материал, питающий этот очаг, поступает от границы между мантийным клином и субдуцируемой плитой. Внутри коры периодически проявляются два уровня, свидетельствующих о наличии промежуточных очагов на глубинах 12—15 и 0—5 км.

В целом мы можем констатировать пять уровней генерации и преобразования магм: 1 — образование богатых водой расплавов/флюидов на уровне эклогитовой фации (100—120 км); 2 — реакция между поднимающимися с уровня 1 флюидонасыщенными расплавами (или обогащенными флюидами) и горячими мантийными перидотитами (50—70 км); 3 — переходный магматический очаг в основании коры, где протекают основные процессы фракционной кристаллизации и дифференциации (25—30 км); 4 — временные промежуточные камеры, в которых возможна частичная контаминация коровым материалом (12—15 км); 5 — локальные камеры непосредственно под центрами вулканов, формирующиеся непосредственно перед извержениями (0—5 км).

Первичные андезиты появляются на уровне 1, когда мощность зоны плавления максимальна. В этом случае они поднимаются напрямую до уровня 3, при этом остановки и реакций с субстратом на уровне 2 не происходит, что может приводить к крупным кальдерообразующим извержениям. При уменьшении мощности зоны плавления метаосадков и metabазальтов протекает обычный, относительно спокойный вулканизм, при этом андезитовые и базальтовые расплавы могут вступать в реакции с мантийными перидотитами на уровне 2.

Фракционная кристаллизация и дифференциация первичных базальтов и андезитов, а также их производных локализуется на уровнях 1 и 3, что контролируется степенью окисленности (содержанием воды) и возможным осаждением или, наоборот, захватом пяти основных минералов: граната и/или рутила на уровне 1; реакциями с участием оливина на уровне 2; титаномагнетита, ортопироксена и плагиоклаза на уровне 3.

Авторы выражают благодарность рецензентам М.И. Кузьмину и А.Э. Изоху за критику и конструктивные замечания, которые помогли улучшить статью. Настоящее исследование поддержано мультидисциплинарным интеграционным проектом СО РАН № 20 и проектом ОНЗ-7.3 РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // *Петрология*, 1995, т. 3, № 5, с. 42—67.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. М., Наука, 2010, 605 с. (Тр. ИГЕМ РАН, вып. 3).

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (2), с. 101—114.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П., Иванов Б.В. Вулкан Безымянный // *Действующие вулканы Камчатки*. Т. 1. М., Наука, 1991, с. 168—200.

Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, т. 1, 302 с.; т. 2, 415 с.

Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // *Петрология*, 2010, т. 18, № 1, с. 1—24.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Моделирование процессов субдукции // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38 (5), с. 846—856.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

Ермаков В.А., Абдурахманов А.И., Ермаков А.В., Семакин В.П., Штейнберг Г.С. Вулканическое районирование: геологические основы и прогноз опасности (на примере вулкана Менделеева, о. Кунашир). М., Мордвинцев, 2011, 198 с.

Жао Дапенг, Пирайно Франко, Лиу Люси. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (9), с. 1188—1203.

Иванов Б.В. Андезиты Камчатки. М., Наука, 2008, 364 с.

Изох А.Э., Смирнов С.З., Егорова В.В., Чанг Туан Ань, Ковязин С.В., Нго Тхи Фьонг, Калинина В.В. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (7), с. 925—943.

Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (6), с. 830—851.

Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Добрецов Н.Л. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 604 с.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973, 243 с.

Auer S., Bindeman I., Wallace P., Ponomareva V., Portnyagin M. The origin of hydrous, high- $\delta^{18}\text{O}$ voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 157, № 2, p. 209—230.

Danyushevsky L.V., McNeil A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183, p. 5—24.

International Seismological Centre. Bulletin Disks 1-9 [CD-ROM], Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.

Johnson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 1999, v. 1, 1007. doi:10.1029/1999 GC 000014.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Green A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 593—659.

Kepezhinskas P., Defant M.J., Widom E. Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // *Lithos*, 2002, v. 60, p. 113—128.

Kessel R., Ulmer P., Pettke T., Schmidt M.W., Thompson A.B. The water-basalt system at 4—6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 237, p. 873—892.

Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2009, v. 99, № 1, p. 194—214, doi: 10.1785/0120080013.

Koulakov I.Yu., Sobolev S.V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir Hindukush region // *Geophys. J. Int.*, 2006, 164, p. 425—440.

Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevskiy A. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt from teleseismic tomography // *Tectonophysics*, 2002, v. 358, p. 77—96.

Koulakov I., Sobolev S.V., Asch G. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 167, p. 106—126.

Koulakov I., Bohm M., Asch G., Lühr B.-G., Manzanares A., Brotopuspito K.S., Fauzi, Purbawinata M.A., Puspito N.T., Ratdomopurbo A., Kopp H., Rabbel W., Shevkunova E. P and S velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, B08310, doi:10.1029/2006JB004712.

Koulakov I., Yudistira T., Luehr B.-G., Wandono. P, S velocity and V_P/V_S ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography // *Geophys. J. Int.*, 2009a, v. 177, p. 1121—1139, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04114.x.

Koulakov I., Jakovlev A., Luehr B.G. Anisotropic structure beneath central Java from local earthquake tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009b, v. 10, Q02011, doi:10.1029/2008GC002109.

Koulakov I., Gordeev E. I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Klyuchevskoy group from the results of local earthquake tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, v. 38, L09305, doi:10.1029/2011GL046957.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A., Jaxybulatov K. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

Masturyono, McCaffrey R., Wark D.A., Roecker S.W., Fauzi, Ibrahim G., Sukhyar. Distribution of magma beneath Toba Caldera, North Sumatra, Indonesia, constrained by 3-dimensional P-wave velocities, seismicity, and gravity data // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2001, v. 2, № 4, doi:10.1029/2000GC000096.

Rapp E.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

Singer B.S., Jicha B.R., Leeman W.P., Rogers N.W., Thirlwall M.F., Ryan J.G., Nicolaysen K.E. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian island arc basalt: subduction melts of sediments and dehydrated serpentine // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, B06206, doi:10.1029/2006JB004897.

Sobolev S.V., Babeyko A.Y., Koulakov I., Oncken O. Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling // The Andes — active subduction orogeny / Eds. O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger. Springer, 2006, с. 513—535.

Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D., Kido Y., Shukuno H. Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 197, p. 105—116.

Turner S., Sims K., Reagan M., Cook C. A ^{210}Pb - ^{226}Ra - ^{230}Th - ^{238}U study of Klyuchevskoy and Bezymiansky volcanoes, Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta, 2007, v. 71, № 19, p. 4771—4785, doi 10.1016/j.gca.2007.08.006.

Wagner D., Koulakov I., Rabbel W., Luehr B.-G., Wittwer A., Kopp H., Bohm M., Asch G. Joint inversion of active and passive seismic data in Central Java // Geophys. J. Int., 2007, v. 170, p. 923—932, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03435.x

Whitehead D., Luther A. Dynamics of laboratory diapir and plume models // J. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 705—717.

Zhao D., Tian Y., Lei J., Liu L., Zheng S. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // Phys. Earth Planet. Int., 2009, v. 173, p. 197—206.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
18 мая 2012 г.*