

2. ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ

В главе представлены данные о последнем периоде вулканической активности на Камчатке, который начался 50–60 тыс. лет назад. Именно в течение этого периода возникли классические конические стратовулканы, которые сейчас кажутся такими типичными для вулканического ландшафта Камчатки.

Полуостров Камчатка лежит над северо-западной окраиной Тихоокеанской плиты, пододвигающейся под Камчатку со средней скоростью ~8 см/год [DeMets, 1992]. На севере система ограничена структурами западной части Алеутской дуги. Вблизи северного окончания зоны субдукции угол погружения плиты уменьшается с 55° до 35° с возможной утратой ее фрагмента [Park et al., 2002]. Количество, очертания и характер движения плит и микроплит в этом районе являются в настоящее время предметом дискуссии [McElfresh et al., 2002; Bourgeois et al., 2006]. Некоторые авторы относят Камчатку к Северо-Американской плите [например, Park et al., 2002], в то время как другие считают, что она расположена на Охотском блоке (или микроплите) [например, Зоненшайн, Савостин, 1979]. На восток от Северной Камчатки расположен Берингский блок [Ландер и др., 1993; Mackey et al., 1997].

Какой бы ни была эволюция плит в этом районе, она должна была найти отражение в закономерностях пространственно-временного распределения вулканических проявлений на Камчатке и в геохимических особенностях изверженных пород. Хорошим примером такой связи явились находки адакитовых пород на Северной Камчатке, возможно отражающие наличие под этими районами краевой части Тихоокеанской плиты, которая частично плавится под воздействием мантийного потока, внося вклад в формирование

магм [Волынец и др., 2000; Yagodzinski et al., 2001]. Исследования, направленные на изучение природы различных вулканических зон Камчатки и их связи с меняющейся тектонической обстановкой, активно ведутся в настоящее время [Авдейко и др., 2006; Чурикова и др., 2001; Portnyagin et al., 2007].

2.1. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Молодые камчатские вулканы принято объединять в два вулканических пояса: Восточный вулканический пояс и Срединный хребет (СХ). Восточный пояс можно далее подразделить на фронтальную зону (ВВФ) и зону Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) (рис. 2.1, а). В действительности все пояса в плане имеют не линейную, а весьма сложную структуру (рис. 2.1, б), что может отражать особенности тектонической ситуации вблизи тройного сочленения литосферных плит. Распределение позднеплейстоцен-голоценовых вулканических центров в целом соответствует таковому предшествующего позднеплиоцен-среднеплейстоценового этапа (см. рис. 2.1, б).

Не отмечается явной пространственной корреляции между позднеплейстоцен-голоценовыми вулканическими центрами и системами активных разломов, которые ограничивают основные неотектонические структуры полуострова (рис. 2.2, а). Единственная система разломов, которая пространственно связана с вулканическими проявлениями, проходит вдоль осевой части

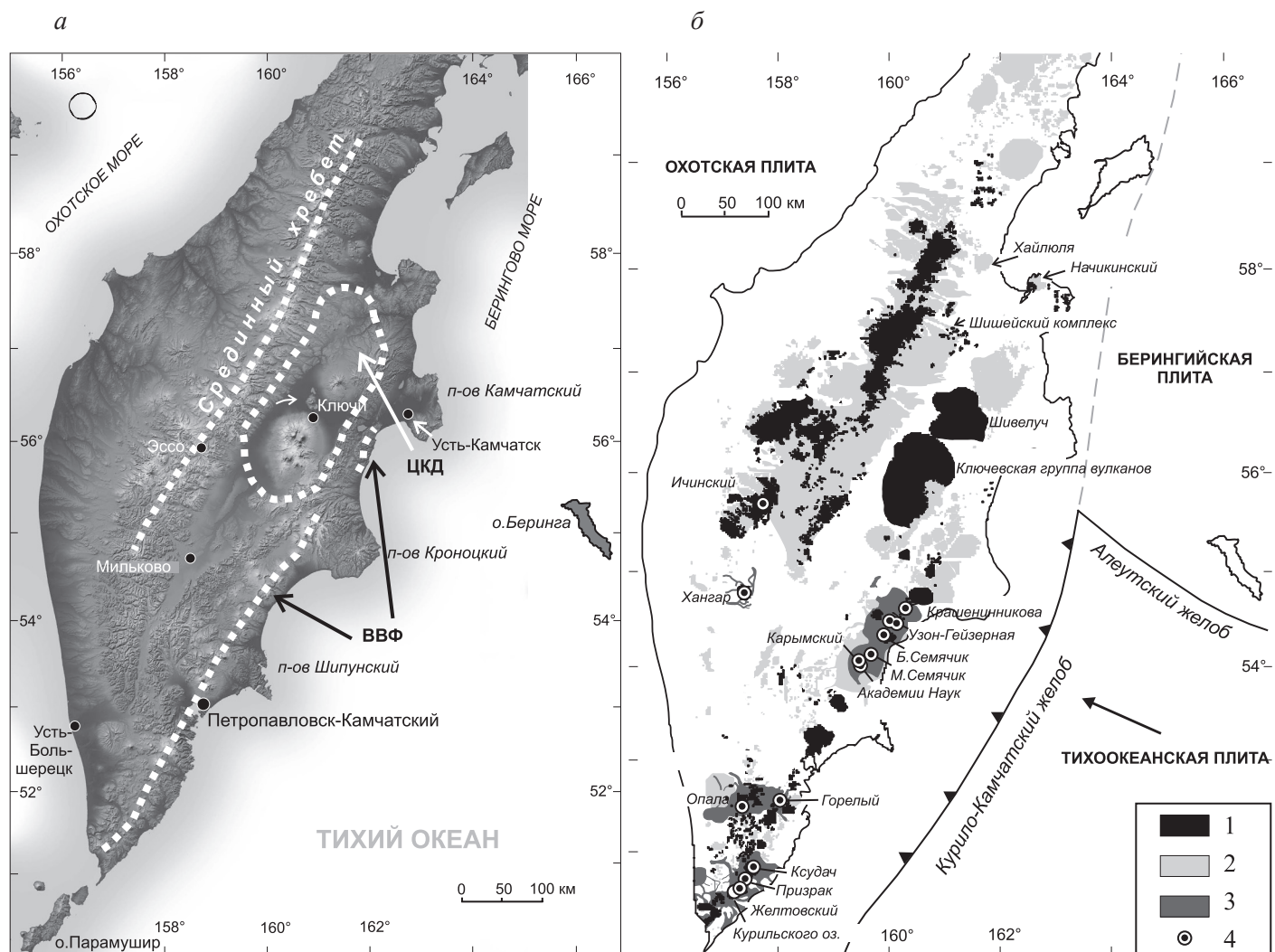


Рис. 2.1. Цифровая модель рельефа Камчатки на основе данных SRTM, опубликованная NASA/JPL/NIMA (а) и схема позднеплистоцен-голоценовых вулканических полей Камчатки (б) (по данным картирования И.В. Мелекесцева). а: Штриховые белые линии схематично показывают Восточный вулканический фронт (ВВФ) и вулканические зоны Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) и Срединного хребта (СХ). Белые прямоугольники указывают положение основных населенных пунктов. б: 1 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканические поля; 2 – позднеплистоцен-среднеплейстоценовые вулканические поля; 3 – позднеплейстоцен-голоценовые игнимбриты и пемзы; 4 – позднеплейстоцен-голоценовые кальдеры, вмещающие вулканы.

ВВФ и отличается по своей кинематике от остальных систем. Разломы ВВФ имеют сбросовый характер, возможно с незначительной левосторонней компонентой, и образуют структуру «грабен в грабене», которая имеет длину около 130 км и ширину – 10–18 км [Флоренский, Трифонов, 1985; Kozhurin, 2004].

Вулканы, извергавшиеся в историческое время, находятся только в пределах Восточного вулканического пояса (как в ВВФ, так и в ЦКД) (табл. 2.1). По-видимому, это и является причиной широко распространенного мнения, что вулканизм Срединного хребта отмирает [например, Park et al., 2002]. Однако «историческое» время для Камчатки очень коротко – 200–300 лет, а результаты тефрохронологических исследований и радиоугле-

родного датирования показывают, что некоторые вулканы Срединного хребта извергались всего лишь несколько сотен лет назад [Левзнер, 2004, 2006]. Поля позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород занимают обширные площади в Срединном хребте, не уступающие по размерам вулканическим полям Восточной Камчатки (см. рис. 2.2, а).

Все три вулканических зоны (ВВФ, ЦКД и СХ) в плане надстраивают друг друга кулисообразно с юго-востока на северо-запад (рис. 2.1, б). В пределах зон большинство эруптивных центров сконцентрировано в осевых зонах шириной 10–15 км. Лучшее всего выражен ВВФ, лежащий в 200–250 км к западу от Курило-Камчатского желоба. Он тянется на 550 км

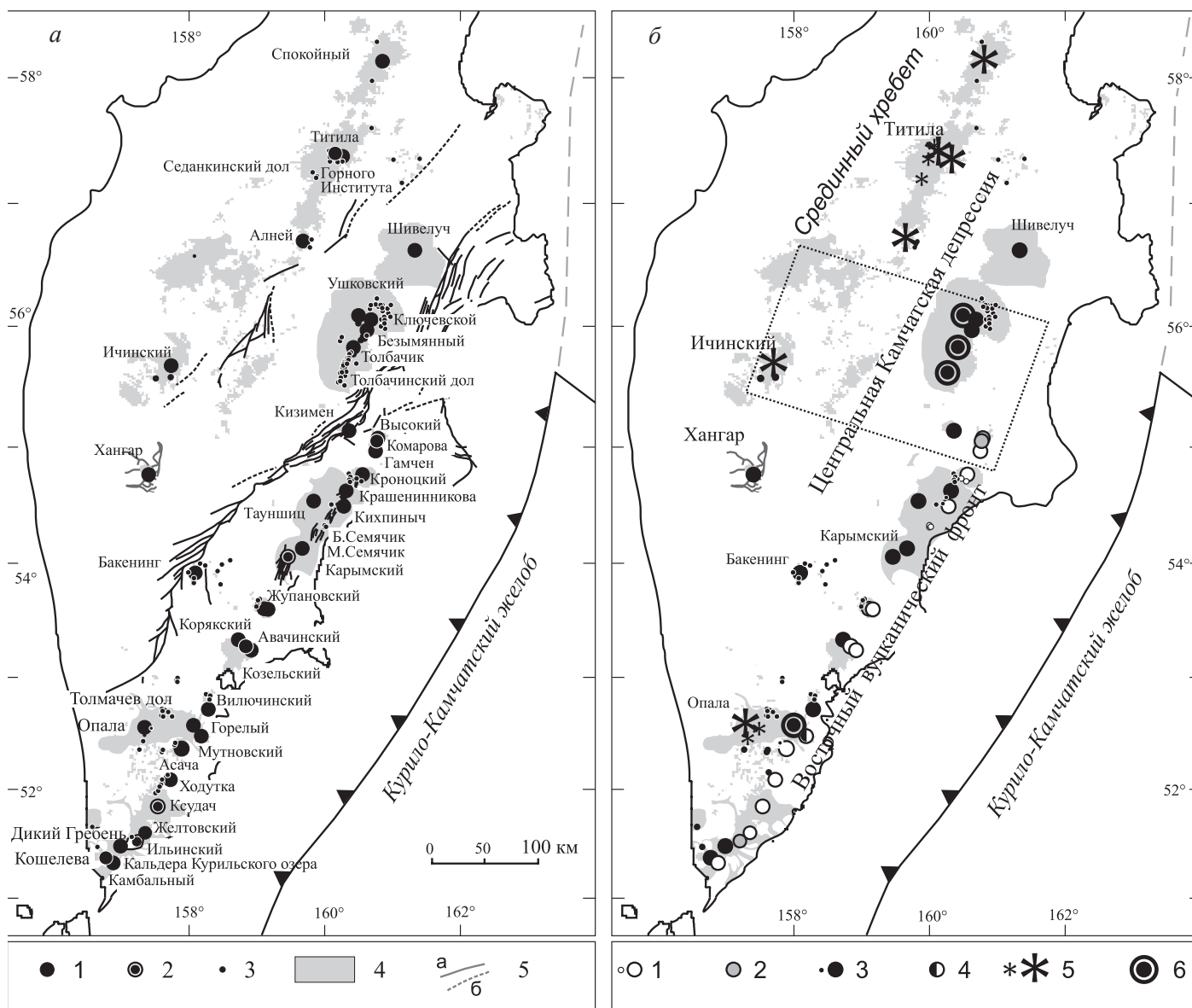


Рис. 2.2. Вулканы Камчатки, действовавшие в голоцене (а). Состав голоценовых изверженных пород на основе классификации [Le Maitre et al., 1989] (б). а: Подробнее см. табл. 2.1. Основные системы активных разломов по [Kozhurin, 2004]. 1 – вулкан, активный в голоцене; 2 – вулкан, расположенный в голоценовой кальдере; 3 – моногенный вулкан; 4 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканические поля; 5 – активные разломы: а – установленные, б – предполагаемые. б: Серии пород (крупные значки – полигенные вулканы, мелкие – моногенные): 1 – низко-К; 2 – переходные от низко- к умеренно-К; 3 – умеренно-К; 4 – низко- и умеренно-К; 5 – переходные от умеренно- к высоко-К; 6 – умеренно- и высоко-К. Серии пород, которые расположены близко к линиям раздела полей разного состава или пересекают их, но при этом образуют определенные тренды, названы переходными. Подробнее см. табл. 2.1. Прямоугольная рамка показывает положение пород изученного поперечного сечения.

с юго-запада на северо-восток, от Камбального вулкана на южном конце до небольшой группы позднеплейстоценовых шлаковых конусов на восточном склоне хр. Кумроч, расположенных почти у самого устья р. Камчатки (см. рис. 2.1, а). Часто эти конусы не принимают во внимание и считают, что ВВФ тянется лишь до Гамченской группы вулканов, а затем вулканический пояс поворачивает на запад в сторону ЦКД, проходя через вулкан Кизимен (см. рис. 2.2, а) [например, Park et al., 2002]. Собственно ВВФ в плане имеет линейную форму с западными «выступами»

к вулкану Опала на юге и к вулкану Бакенинг на широте п-ова Шипунский (см. рис. 2.2, а). Вулканический фронт состоит из стратовулканов, которые стоят друг от друга на расстоянии от 15–30 до 60 км. Вулканы Малый Семячик и Крашенинникова состоят из 2–3 слившихся конусов, расположенных вдоль осевой разломной зоны, в то время как вулканы Жупановский, Козельский-Авачинский-Корякский, Горелый и Кошелева образуют крупные поперечные хребты. Большинство камчатских кальдер и связанные с ними поля игнимбритов расположены в пределах ВВФ,

Таблица 2.1. Вулканы Камчатки, проявлявшие активность в голоцене (начало)

Название	Положение активного кратера, с. ш. в. д.	Описание	Последнее датированное извержение, годы н. э. или ¹⁴ C лет назад	Преобладающий состав голоценовых изверженных пород
Восточный вулканический пояс				
<i>Центральная Камчатская депрессия</i>				
Шивелуч	56°38' 161°19' (Молодой Шивелуч)	Позднеплейстоценовый стратовулкан с обвальным цирком, вмещающим голоценовый эруптивный центр Молодой Шивелуч	2008 г.	Умеренно-К, высоко-Mg и Sr андезибазальт – андезит
Ушковский (Плоский Дальний)	56°04' 160°28'	Позднеплейстоценовый стратовулкан с двумя вершинными кальдерами и голоценовыми побочными прорывами (в том числе Лавовый Шиш)	≤8600	Умеренно- и высоко-К базальт – андезибазальт
Ключевской	56°03' 160°39'	Голоценовый стратовулкан с многочисленными побочными прорывами	2007 г.	Умеренно-К базальт – андезибазальт
Безымянный	55°58' 160°36'	Голоценовый стратовулкан с растущим экструзивным куполом	2007 г.	
Плоский Толбачик	55°49' 160°23'	Позднеплейстоценовый стратовулкан с двумя вершинными кальдерами	1975–1976 гг.	Высоко-К базальт
Толбачинская региональная зона шлаковых конусов (к СВ и Ю-ЮЗ от влк. Плоский Толбачик)		Многочисленные голоценовые шлаковые конусы и связанные с ними лавовые поля	1975–1976 гг.	Высоко-К, высоко-Al базальт и умеренно-К, высоко-Mg базальт
Кизимен	55°08' 160°20'	Голоценовый вулкан, построенный из экструзивных куполов	1927–1928 гг.	Умеренно-К андезибазальт – дацит
Восточный вулканический фронт				
Высокий	55°04' 160°46'	Голоценовый стратовулкан	~2500	Переходный от низко- к умеренно-К известково-щелочной андезибазальт, андезит
Комарова	55°02' 160°44'	Голоценовый стратовулкан	<1000	
Гамчен (конус Бараний)	54°58' 160°43'	Голоценовый существенно пирокластический вулкан с побочными лавовыми куполами	~2500	Низко-К андезибазальт – андезит
Кроноцкий	54°45' 160°32'	Позднеплейстоценовый вулкан с голоценовыми побочными прорывами	1923 г.	
Шлаковые конусы между Кроноцким озером и кальдерой Крашенинникова		Многочисленные шлаковые конуса с лавовыми потоками, маар	~3400	Умеренно-К толеитовый андезибазальт
Крашенинникова	54°38' 161°19' (Северный конус)	Два слившихся голоценовых стратовулкана с побочными прорывами, расположенные в позднеплейстоценовой кальдере	400–500	Умеренно-К толеитовый андезибазальт – дацит

Таблица 2.1. Продолжение

Название	Положение активного кратера, с. ш. в. д.	Описание	Последнее датированное извержение, годы н. э. или ¹⁴ C лет назад	Преобладающий состав голоценовых изверженных пород
Шлаковые конусы к югу от кальдеры Крашенинникова		Несколько шлаковых конусов с лавовыми потоками	3200–3300 конус Дуга	Умеренно-К толеитовый андезибазальт – андезит
Тауншиц	54°32' 159°48' (Молодой купол)	Позднеплейстоценовый стратовулкан с голоценовым кратером и экструзивным куполом	~2400	Умеренно-К известково-щелочной андезибазальт – андезит
Кихпинич	54°29' 160°16' (конус Савича)	Два слившихся голоценовых стратовулкана с побочным лавовым куполом	~500	Низко-К базальт – андезибазальт
Моногенные кратеры внутри кальдеры Узон		Туфовое кольцо оз. Дальнее и несколько мааров	Слабое фреатическое извержение в 1989 г.	Тефра кратера оз. Дальнее – умеренно-К толеитовый андезибазальт
Моногенные экструзивные куполы внутри кальдеры Большой Семячик		Экструзивные куполы, некоторые с лавовыми потоками	~5600 (купола Ёж и Корона)	Низко-К андезит
Малый Семячик	54°07' 159°39' (кратер Троицкого)	Три слившихся стратовулкана внутри позднеплейстоценовой кальдеры	1952 г.	Умеренно-К толеитовые базальты – андезиты; низко-К базальт?
Карымский	54°03' 159°27'	Голоценовая кальдера и расположенный в ней стратовулкан	2008 г.	Умеренно-К известково-щелочной андезидацит – риолит
Туфовые кольца вблизи северного берега Карымского озера		Как минимум два голоценовых туфовых кольца	1996 г.	Умеренно-К известково-щелочной андезибазальт
Шлаковые конусы долины р. Лев. Авача: Заварицкого, Веер и т. п.		Рассеянные по большой площади шлаковые конусы с лавовыми потоками, маар	1600–1700 (конус Веер)	Умеренно-К андезибазальт
Ново-Бакенинг	53°57' 158°06'	Крупный моногенный центр с лавовыми потоками	Ранний голоцен	Умеренно-К андезит – дацит
Бакенинг	53°55' 158°05'	Позднеплейстоценовый вулкан	Ранний голоцен	Умеренно-К андезит
Шлаковые конуса к югу от влк. Бакенинг		Шлаковые конуса, маар	~600 (Костакан)	Умеренно-К базальт – андезибазальт
Жупановский	53°35' 159°08'	Позднеплейстоцен-голоценовый вулканический хребет, состоящий из стратовулканов и лавовых куполов	1956–1957 гг.	Переходный от низко-к умеренно-К базальт – андезит
Лавовые конусы и потоки к западу от влк. Жупановский		Лавовые конусы с мощными лавовыми потоками	~1600	Умеренно-К андезит
Корякский	53°19' 158°43'	Позднеплейстоцен-голоценовый вулкан	1956–1957 гг.	Умеренно-К базальт – андезит
Авачинский	53°15' 158°50'	Позднеплейстоценовый стратовулкан с обвальным цирком и голоценовым стратовулканом (Молодой конус) внутри цирка	2001 г.	Низко-К андезибазальт – андезит
Козельский	53°14' 158°53'	Позднеплейстоценовый стратовулкан с обвальным цирком	Ранний голоцен	Низко-К андезибазальт – андезит

Таблица 2.1. Продолжение

Название	Положение активного кратера, с. ш. в. д.	Описание	Последнее датированное извержение, годы н. э. или ¹⁴ C лет назад	Преобладающий состав голоценовых изверженных пород
Шлаковые конусы к югу от Начикинского озера		Несколько шлаковых конусов	?	?
Шлаковые конусы к северу от влк. Вилучинский (гора Бархатная и т. п.)		Рассеянные по большой площади шлаковые конусы с лавовыми потоками	Средний голоцен	Умеренно-К базальт – андезибазальт
Вилучинский	52°42' 158°17'	Позднеплейстоценовый стратовулкан	Ранний голоцен	Умеренно-К андезибазальт – андезит
Толмачев дол		Позднеплейстоцен-голоценовые шлаковые конусы и связанное с ними лавовое поле	1600–1700	Умеренно-К андезибазальт
Кратер Чаша (Толмачев дол)	52°38' 157°33'	Крупный моногенный кратер	~4600	Переходный от умеренно- к высоко-К риолит
Опала	52°33' 157°20'	Позднеплейстоцен-голоценовый вулкан на борту позднеплейстоценовой кальдеры, побочные прорывы, включая крупный моногенный кратер Бараний Амфитеатр с экстрезивными куполами внутри	1776 г.	Переходный от умеренно- к высоко-К андезибазальт – риолит
Шлаковые конусы и маар к Ю-ЮЗ от кальдеры Опала		Два шлаковых конуса и маар	Ранний голоцен?	?
Горелый	52°33' 158°02' (активный кратер)	Позднеплейстоцен-голоценовый вулканический хребет внутри позднеплейстоценовой кальдеры	1986 г.	Умеренно- и высоко-К андезибазальт – андезит
Мутновский	52°28' 158°10' (активный кратер)	Позднеплейстоценовый вулканический массив с небольшим голоценовым конусом	2000 г.	Низко- и умеренно-К базальт – андезибазальт
Асача	52°21' 157°50'	Крупный вулканический центр с голоценовыми шлаковыми конусами на западном склоне	?	?
Ходуткинский кратер (к СЗ от влк. Ходутка)	52°05' 157°38'	Крупный моногенный кратер с лавовым куполом	~2500	Умеренно-К риолит
Ходутка	52°04' 157°43'	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан	~2000?	Низко-К андезибазальт
Ареальная зона шлаковых конусов к З-ЮЗ от влк. Ходутка		Шлаковые конусы с лавовыми потоками	Голоцен	?
Ксудач	51°49' 157°32' (конус Штюбеля)	Крупный кальдерный комплекс с тремя голоценовыми кальдерами и небольшим стратовулканом. Конус Штюбеля внутри последней кальдеры	1907 г.	Низко-К андезибазальт – риолит
Желтовский	51°35' 157°20'	Позднеплейстоценовый вулкан с голоценовыми лавовыми куполами	1923 г.	Низко-К базальт – андезит
Ильинский	51°30' 157°12'	Голоценовый стратовулкан с побочными прорывами внутри обвального цирка на старом вулкане	1901 г.	Переходный от низко- к умеренно-К базальт – дацит

Таблица 2.1. Продолжение

Название	Положение активного кратера, с. ш. в. д.	Описание	Последнее датированное извержение, годы н. э. или ^{14}C лет назад	Преобладающий состав голоценовых изверженных пород
Кальдера Курильского озера		Голоценовая кальдера с экстрезивными куполами внутри	~7600	Переходный от низко-к умеренно-К андезибазальт – риолит
Шлаковые конусы Горелый и Ухо (к СЗ от влк. Кошелева)		Шлаковые конусы с лавовыми потоками	~6000	Умеренно-К базальт
Дикий Гребень	51°27' 156°59'	Голоценовый экстрезивный массив	~1600	Умеренно-К дацит – риолит
Кошелева	51°21' 156°45' (Восточный конус)	Плейстоценовый вулканический хребет с голоценовыми лавовыми потоками и шлаковым конусом на подножии	1741 г. ?	Умеренно-К андезибазальт – дацит
Камбальный	51°18' 156°53'	Голоценовый стратовулкан	1767 г.	Низко-К базальт – андезибазальт
Срединный хребет				
Тобельцен	58°15' 160°44'	Шлаковый конус с лавовыми потоками	~ 3500	Умеренно-К базальт
Конус Х	58°10' 160°48'	Лавовый конус с лавовым потоком	~ 4000	Умеренно-К базальт
Спокойный	58°08' 160°49'	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан	~5400	Переходный от умеренно- к высоко-К дацит – риолит
Ныльгимелкин	57°58' 160°39'	Шлаковые конусы и бокки, и связанное с ними лавовое поле	~5500	Умеренно-К базальт
Озерновский	57° 35' 160°38'	Шлаковый конус и лавовое поле	9000–10 000	Умеренно-К базальт
Титила	57°24' 160°07'	Щитовой вулкан	~2500	Переходный от умеренно- к высоко-К базальт
Седанкинский дол		Многочисленные шлаковые конусы и лавовые потоки	2500–3000	Переходный от умеренно- к высоко-К базальт
Маар Киненин	57°21' 160°58'	Маар	~1100	Умеренно-К андезибазальт
Близнецы	57°21' 161°22'	Лавовые купола и потоки	~3000	Умеренно-К андезит
Горного Института	57°20' 160°11'	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан	<700	Переходный от умеренно- к высоко-К андезибазальт – дацит
Шишейка	57°09' 161°05'	Лавовый купол и поток	~4200	Умеренно-К андезидацит
Алней	56°41' 159°38'	Плейстоценовый вулканический центр с голоценовым эруптивным центром	<350	Умеренно-К андезит
Киреунский поток (к В от влк. Алней)	56°41' 159°44'	Шлаковый конус и лавовый поток	~2600	
Лавовый поток р. Лев.Белая (к В от влк. Алней)	56°38' 159°43'	Шлаковый конус и лавовый поток	~2600	Умеренно-К андезибазальт – андезит

Таблица 2.1. Окончание

Название	Положение активного кратера, с. ш. в. д.	Описание	Последнее датированное извержение, годы н. э. или ¹⁴ C лет назад	Преобладающий состав голоценовых изверженных пород
Кратер Кекук	56°34' 158°02'	Туфовое кольцо?	7200–7300	Умеренно-К дацит
Ичинский	55°41' 157°44'	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан	1740 г.	Переходный от умеренно- к высоко-К андезит – дацит
Северный Черпук	55°36' 157°38'	Шлаковый конус и лавовый поток	~6500	Умеренно-К андезибазальт – андезит
Южный Черпук	55°33' 157°28'	Шлаковый конус и лавовое поле	~6500	Умеренно-К базальт – андезибазальт
Хангар	54°45' 157°23'	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан в позднеплейстоценовой кальдере	~400	Умеренно-К дацит – риодацит

Примечание. Названия в скобках в колонке 2 указывают, для какой именно вершины в вулканическом массиве приведены координаты. Классификация изверженных пород по [LeMaitre, 1989]. Серии пород, близкие к разделительным линиям или пересекающие их, названы переходными. Данные из: [Брайцева и др., 1998; Дирксен и др., 2002, 2003; Действующие..., 1991; Мелекесцев и др., 1996; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000; Melekestsev et al., 1995; Ponomareva et al., 2004, 2006; Певзнер, 2004, 2006; Волынец, 2006].

образуя цепи между Кроноцким и Карымским озерами и затем между вулканом Ксудач и Курильским озером (табл. 2.2, см. рис. 2.1, б).

Следующая вулканическая зона на северо-западе – это зона ЦКД, в которую входят самые активные и мощные вулканы Камчатки (рис. 2.3, см. рис. 2.1, 2.2). Большинство вулканических центров, включая крупные вулканы и группы моногенных образований, от Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов на юге до вулкана Шивелуч на севере образуют зону длиной 150 км. Несколько мелких моногенных конусов разбросаны по склонам древнего вулкана Николка в 30 км к югу от этого пояса и близ древнего Начикинского вулкана в 150 км к северу от вулкана Шивелуч. Некоторые авторы прослеживают эту зону дальше на юг через моногенные образования на склонах вулкана Большая Ипелька (к западу от вулкана Опала), а затем – к западной тыловой вулканической зоне Курильской дуги (см. рис. 2.2, а) [Мелекесцев и др., 1974]. Кальдеры типа Кракатау, связанные с выбросом пироклаستيку, в ЦКД не известны. Вершинные кальдеры (3–5 км в поперечнике) на вулканах Ушковский (Плоский Дальний) и Плоский Толбачик образовались в результате обрушения в ответ на массовые излияния лав из прорывов на склонах вулканов [Мелекесцев и др., 1974].

Следующий на северо-западе позднеплейстоцен-голоценовый вулканический пояс Срединного хребта начинается с изолированного внутрикальдерного вулкана Хангар на юге, затем расширяется до 100 км и, наконец, далее на север, превращается в узкий единый пояс, тянущийся вдоль оси Срединного хребта (см. рис. 2.1). В отличие от

ВВФ и ЦКД с их классическими стратовулканами, северная часть вулканического пояса СХ в основном состоит из лавовых полей и нескольких щитообразных вулканов. В южной же части расположены крупные вулканы Хангар и Ичинский. Несколько моногенных образований, рассеянных по восточным отрогам Срединного хребта в бассейне р. Еловка в 60–80 км к северо-северо-западу от вулкана Шивелуч (см. рис. 2.3, табл. 2.1), географически могут быть отнесены к СХ, но по составу пород тяготеют к ЦКД [Yogodzinski et al., 2001; Portnyagin et al., 2007].

На своем самом широком участке, который простирается от Тихоокеанского побережья вглубь полуострова, как бы продолжая простираение Алеутской дуги, вулканическая зона Камчатки имеет ширину ~250 км. Этот необычно широкий разброс молодых вулканических проявлений совпадает с увеличением глубины субдуцируемой плиты в западном направлении и, возможно, обязан своим происхождением субдукции Императорского хребта [Churikova et al., 2001].

2.2. ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В позднем плейстоцене как вулканические, так и невулканические горы Камчатки были покрыты ледниками, которые затем отложили морены на окружающих низменностях. Ледниковые отложения, хорошо видимые на аэрофото- и космических

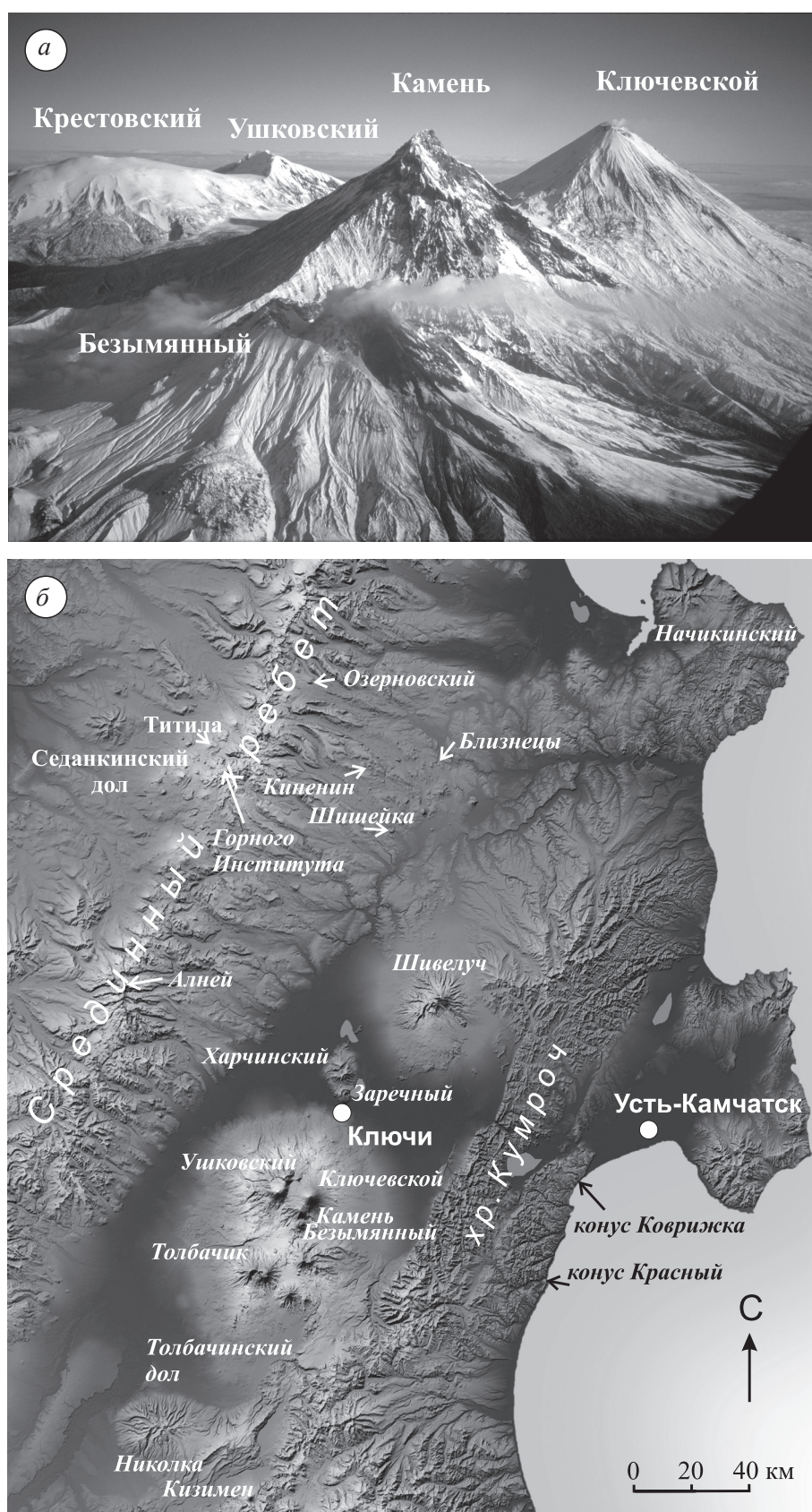


Рис. 2.3. Высочайшие вулканы Ключевской группы (а). Цифровая модель рельефа на основе данных SRTM, показывающая вулканы Центральной Камчатской депрессии и северной части Срединного хребта (б). а: Ключевской, 4835 м; Камень, 4585 м; массив Плоских сопок с более высоким вулканом Крестовский (или Плоский Ближний), 4057 м, справа и вулканом Ушковский (или Плоский Дальний), 3903 м; Безымянный, 2869 м. Вид с юга. б: Часть карты, составленной и опубликованной NASA/JPL/NIMA.

Таблица 2.2. Позднеплейстоценовые и голоценовые кальдеры, связанные с извержением пирокластики

Название кальдеры	Возраст, тыс. лет (метод)	Размеры кальдеры, км
Ичинская III	Поздний плейстоцен (Стратиграфия)	5×3
Хангар II	38–40 (¹⁴ C)	8
Крашенинникова	35–38 (¹⁴ C)	12×10
Узон-Гейзерная	39 (¹⁴ C)	18×9
Большой Семячик II	Поздний плейстоцен (Стратиграфия)	10
Малый Семячик	~20 (Стратиграфия)	7
Карымская	7.9 (¹⁴ C)	5
Академии Наук (Карымского озера)	28–48 (Трековое датирование)	5
Горелая II	33–34 (¹⁴ C)	12×9
Опала	39–40 (¹⁴ C)	15
Ксудач I	Поздний плейстоцен (Морфология)	9
Ксудач II	Поздний плейстоцен (Морфология)	8
Ксудач III	8.8 (¹⁴ C)	?
Ксудач IV	6 (¹⁴ C)	?
Ксудач V	1.8 (¹⁴ C)	6×3
Призрак I	Поздний плейстоцен (Морфология)	6
Призрак II	Поздний плейстоцен (Морфология)	?
Желтовская	Поздний плейстоцен (Морфология)	5
Курильского озера	7.6 (¹⁴ C)	7

Примечание. Кальдеры перечислены с севера на юг. Римские цифры указывают на номер кальдеры в серии четвертичных кальдер данного вулканического центра. Возрасты и размеры кальдер из: [Действующие..., 1991; Мелекесцев и др., 1974; Леонов, Груб, 2004; Braitseva et al., 1995; Popomareva et al., 2004].

снимках, указывают на две стадии позднеплейстоценового оледенения, максимумы которых оценены в ~79–65 и 24–18 тыс. лет, что согласуется с североамериканскими аналогами (ранний и поздний Висконсин) [Braitseva et al., 1995]. Недавно полученные радиоуглеродные даты для отложений, относящихся к последнему максимуму, определяют их возраст примерно в 21 тыс. лет [Брайцева и др., 2005].

Позднечетвертичные отложения плохо поддаются датированию с помощью радиометрических методов. Поэтому оценка возраста позднеплейстоценовых вулканов основана главным образом на морфологии и стратиграфическом соотношении продуктов извержений с ледниковыми отложениями. Постройки вулканов, которые начали формироваться около 50–60 тыс. лет назад, между двумя максимумами позднеплейстоценового оледенения, умеренно затронуты эрозией и окружены моренами. Более молодые позднеплейстоценовые вулканы в основном сохраняют свою первичную морфологию, и большинство из них продолжало свою активность и в голоцене [Braitseva et al., 1995].

Гораздо лучше обстоит дело с определением возраста в пределах возможностей радиоуглеродного метода (последние 40–50 тыс. лет). Ряд кальдер и связанных с ними игнимбритовых полей образовались в возрастном интервале 30–40 тыс. лет назад (табл. 2.2) [Braitseva et al., 1995]. В разрезах позднеплейстоценовых отложений ЦКД эоловые

супеси содержат горизонты тефры, отложенные за последние 40 тыс. лет. Стратиграфическое положение этих горизонтов говорит о том, что эксплозивная вулканическая активность была сильной около 35–40 тыс. лет назад [Брайцева и др., 2005]. Наиболее детально датированы голоценовые вулканические отложения и формы рельефа Камчатки (более 3000 ¹⁴C датировок).

2.3. ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Послеледниковые вулканические отложения хорошо сохранились в условиях Камчатки. Это дает возможность детально реконструировать эруптивную активность за последние 10–11.5 тыс. лет. Одним из основных методов таких реконструкций является изучение так называемого почвенно-пирокластического чехла, который представляет собой непрерывно накапливающийся «слоеный пирог», состоящий из горизонтов тефры и палеопочв. На Камчатке такой чехол имеет голоценовый возраст: радиоуглеродные даты, полученные для его основания, обычно лежат в пределах ~9.5–10 тыс. лет, а иногда до 12 тыс. лет [Брайцева и др., 2005].

Голоценовый чехол плащом покрывает большую часть Камчатки, но более ранние аналогичные

отложения были почти нацело уничтожены во время оледенения и встречаются только в отдельных обнажениях. Мы считаем какое-либо извержение голоценовым, основываясь на взаимоотношении его продуктов с ледниковыми отложениями и наличии его тефры в почвенно-пирокластическом чехле. В литературе иногда некоторые вулканы относят к голоцену, основываясь на «свежести» их лавовых потоков. На самом деле «свежесть» лавовых потоков зависит не только от их возраста, но и от мощности перекрывающего их почвенно-пирокластического чехла, который накапливается быстрее вблизи действующих вулканов. Это значит, что, например, во многих районах Срединного хребта, вдалеке от самых активных вулканов, лавовый поток сохранит свою первоначальную поверхность дольше, чем, скажем, в Ключевской группе вулканов. Таким образом, «свежесть» вулканических форм рельефа сама по себе не является достаточным критерием для отнесения их к голоцену. Мировые каталоги голоценовых вулканов [Simkin, Siebert, 1994] включают в камчатские списки многочисленные «свежие» вулканы, особенно для Срединного хребта, основываясь на старых публикациях. Повторное изучение вулканических центров Срединного хребта позволило подтвердить голоценовый возраст лишь для некоторых из них (см. рис. 2.2, а) [Певзнер, 2006].

2.3.1. Распределение и типы голоценовых вулканических сооружений

На Камчатке 37 крупных вулканических центров проявляли активность в голоцене. Кроме того, в голоцене образовались еще десятки моногенных центров (шлаковых конусов, мааров, экструзивных куполов и т. п.). Голоценовые извержения происходили в большей части позднеплейстоценовых вулканических полей, исключая лишь некоторые (см. рис. 2.2, а).

Большинство стратовулканов на Камчатке возникли или в самом конце позднего плейстоцена, или даже в голоцене [Braitseva et al., 1995] и активно росли в течение голоцена. Щитообразные вулканы не типичны для голоцена, и разве что Титила в Срединном хребте и Горелый на Южной Камчатке могут быть к ним отнесены. Несколько голоценовых вулканических сооружений состоят из андезитовых-риодацитовых экструзивных куполов, например Молодой Шивелуч, Кизимен и Дикий Гребень [Действующие вулканы..., 1991; Melekestsev et al., 1995; Ponomareva et al., 2006].

Некоторые стратовулканы (например, Крашениникова, Малый Семячик) состоят из нескольких слившихся конусов. Предполагается, что когда вулкан достигает определенной высоты, при которой его магма уже не может подниматься к вершинному кратеру, магматический канал смещается и новый конус

начинает формироваться на склонах предыдущего. В случае, когда это смещение невозможно в связи с недостаточной проницаемостью пород коры, происходит снижение постройки с помощью взрыва или обрушения, и тогда магма получает выход на более низком гипсометрическом уровне, что обеспечивает продолжение активности [Действующие вулканы..., 1991].

Из 37 активных в недавнем прошлом крупных камчатских вулканов, по меньшей мере, 18 испытали секторные обрушения построек, некоторые из них неоднократно [Мелекестев, Брайцева, 1984; Ponomareva et al., 2006]. Крупнейшие обвалы, установленные к настоящему времени на вулканах Камчатки, имели место на вулканах Шивелуч и Авачинский в позднем плейстоцене и достигали объема 20–30 км³. В голоцене самые крупные обвалы произошли на потухшем вулкане Камень (4–6 км³) и активном вулкане Камбальный (5–10 км³). Наибольшее число обломочных лавин (более 10 за голоцен) произошло на вулкане Шивелуч [Ponomareva et al., 2006]. Крупные обвалы происходили как на базальтовых, так и на андезитовых вулканах и чаще всего были связаны с вулканической активностью.

В течение голоцена на Камчатке образовалось пять кальдер, связанных с эксплозивными извержениями, все из них – в пределах ВВФ: Карымская, три кальдеры в массиве Ксудач и кальдера Курильского озера (см. рис. 2.1, б; табл. 2.2). Извержения, в ходе которых произошло образование кальдер Карымской и Курильского озера, отделяли всего лишь два столетия [Брайцева и др., 1997]. Тефра извержения, приведшего к формированию кальдеры Курильского озера, распространилась в основном к северо-востоку на расстояние около 1700 км [Ponomareva et al., 2004]. Второе по силе голоценовое эксплозивное извержение было связано с кальдерой на вулкане Ксудач (КС₁) (табл. 2.3). Тефра этого извержения распространилась на северо-северо-восток вдоль простирания полуострова Камчатка и покрыла большую его часть, став отличным маркером для голоценовых отложений [Braitseva et al., 1997].

На Камчатке имеется несколько молодых лавовых полей, крупнейшие из них – Седанкинский дол, Толбачинский дол и Толмачев дол (см. рис. 2.2, а). Шлаковые конусы Седанкинского и Толмачева дола рассеяны на обширных территориях. На Толбачинском долу, начиная со среднего голоцена, вулканические аппараты «стягиваются» к осевой зоне шириной 3–5 км, которая тянется на 40 км в северо-северо-восточном направлении, сечет позднеплейстоценовый вулкан Плоский Толбачик, затем меняет свое простирание на северо-восточное и продолжается еще 14 км. Эта линейность позволила Б.И. Пийпу [1956] предположить, что положение вулканических аппаратов определяется региональной системой разломов, и позволило назвать Толбачинское лавовое поле «региональной зоной шлаковых конусов». Этот же

Таблица 2.3. Крупнейшие эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 000 лет

Вулкан-источник	Индекс тефры	Средний ¹⁴ C возраст, лет назад (календарный возраст для исторических извержений)	Объем тефры, км ³	Состав тефры
Шивелуч	Ш ₁₉₆₄	1964 г.	0.6–0.8	Андезит
	Ш ₁₈₅₄	1854 г.	~1	То же
	Ш ₁	250	≥2	»
	Ш ₂	950	≥2	»
	Ш ₃	1400	≥2	»
	Ш ₁₄₅₀	1450	≥2	»
	Ш ₅	2550	~1	»
	Ш ₂₈₀₀	2800	≥1	»
	Шсп	3600	~1	Базальт
	Ш	3750	≥1	Андезит
	Шдв	4100	≥2	То же
	Ш ₄₇₀₀	4700	≥2	»
	Ш ₄₈₀₀	4800	≥2	»
	Ш ₅₆₀₀	5600	≥1	»
	Ш ₆₈₅₀	6850	1.2	»
	Ш	7900	≥1	»
	Ш	8100	≥2	»
Ш	8200	≥1	»	
Ш	8300	≥2	»	
Безымянный	Б ₁₉₅₆	1956 г.	1.8–2	»
Кизимен	КЗ	7550	4–5	Дацит
Хангар	ХГ	6850	14–16	Дацит – риодацит
Карымская кальдера	КРМ	7900	13–16	Риодацит
Авачинский	II АВ ₃	3300	>1.2	Андезибазальт
	II АВ ₁ (АВ ₁)	3500	≥3.6	То же
	IAв24 (АВ ₂)	4000	≥0.6	Андезибазальт – андезит
	IAв20 (АВ ₃)	4500	≥1.1	Андезит
	IAв12 (АВ ₄)	5500	≥1.3	То же
	IAв2	7150	≥8–10	»
Кратер Чаша	ОПтр	4600	0.9–1	Риолит
Опала, кратер Бараний Амфитеатр	ОП	1500	9–10	То же
Ходуткинский кратер	ХД	2500	1–1.5	Риодацит
Ксудач, конус Штюбеля	КШТ ₃	1907 г.	1.5–2	Андезибазальт-дацит
	КШТ ₁	950	0.8–1	То же
Ксудач, кальдеры	КС ₁	1800	18–19	Риолит
	КС ₂	6000	7–8	Андезит
	КС ₃	6350	0.5–1	Риодацит – андезит
	КС ₄	8850	1.5–2	Андезит
Ильинский	ЖЛТ	4850	1.2–1.4	То же
Кальдера Курильского озера	КО	7600	140–170	Риолит-андезибазальт

Примечание. Вулканы перечислены с севера на юг. Радиоуглеродные возрасты округлены до ближайших 50 лет. Возрасты из [Gusev et al., 2003].

термин можно применить к шлаковым конусам к северу и югу от кальдеры Крашенинникова, поскольку они также расположены вдоль региональной системы разломов, а также, по-видимому, шлаковые конусы к западу от вулкана Ходутка. На склонах некоторых вулканов располагается целый ряд побочных прорывов. Лидером по их числу является вулкана Ключевской, на склонах которого находится более 50 побочных шлаковых конусов (см. рис. 2.3).

Другим типом моногенных вулканических аппаратов на Камчатке являются крупные кратеры, из которых произошло извержение большого объема риолитовой тефры. Три таких голоценовых кратера расположены на Южной Камчатке: кратер Чаша, расположенный среди базальтовых конусов Толмачева дола [Дирксен и др., 2002], Бараний Амфитеатр на восточно-юго-восточном склоне вулкана Опала и Ходуткинский кратер к северо-западу от вулкана Ходутка (см. табл. 2.1, 2.3) [Мелекесцев и др., 1996]. Самый близкий аналог таких кратеров – это Новарупта вблизи вулкана Катмаи, Аляска. В отличие от Катмаи, с камчатскими кратерами не было связано значительных обрушений, что позволило И.В. Мелекесцеву [1996] назвать их «кратерами субкальдерных извержений».

2.3.2. Возраст вулканических построек и закономерности их формирования

Реконструкция эруптивных историй голоценовых вулканов на основе геологического картирования, тефрохронологии и радиоуглеродного датирования позволила нам (1) определить возраст и скорости роста вулканических построек, (2) определить и датировать периоды активности и покоя, (3) установить и датировать крупнейшие эксплозивные извержения, а также (4) скоррелировать горизонты тефры крупнейших извержений по всей Камчатке и в результате получить своеобразную систему геохронологических реперов (маркеров) для датирования разнообразных голоценовых отложений и форм рельефа (табл. 2.4).

Возраст некоторых стратовулканов был определен на основании предположения, что начальный период построения вулканического сооружения – это время непрерывной эксплозивной активности, формирующей насыпной конус, который затем бронируется лавами и последующей пирокластикой. На подножии голоценовых стратовулканов мы установили пачки тефры, которые отвечали следующим критериям:

- 1) они подстилают самые ранние лавовые потоки вулкана;

Таблица 2.4. Радиоуглеродные возрасты некоторых вулканических построек

Вулкан	Начало формирования построек, ^{14}C , лет назад
Ключевской	~5900
Пра-Безымянный	10.000–11.000
Безымянный	4600–4700
Кизимен	12.000–11.000
Комарова	1500
Гамчен (конус Бараний)	3600
Крашенинникова	
Северный конус	5500
Северный Средний конус	1300
Кихпинич	
Западный конус	4200
Савича конус	1400
Малый Семячик	
Палео-Семячик	20.000?
Мезо-Семячик	11.000
Кайно-Семячик	7300–7400
Карымский	5300
Авачинский (Молодой конус)	3500
Ксудач (конус Штубеля)	1600
Ильинский	7600
Дикий Гребень	7600

Примечание. Возрасты вулканов из [Braitseva et al., 1995] и [Ponomareva et al., 2006].

- 2) имеют широкое распространение,
- 3) состоят из целого ряда отдельных горизонтов тефры, иногда разделенных тонкими прослоями супеси;
- 4) залегают на горизонтах палеопочв, что заставляет предположить отсутствие вулканической активности перед этими извержениями.

Радиоуглеродные даты для таких палеопочв позволили нам датировать эти пачки тефры и таким образом определить время начальных извержений различных вулканов (см. табл. 2.4). Возрасты экструзивных вулканов Кизимен и Дикий Гребень были оценены по соотношению их начальных продуктов с ледниковыми отложениями, в первом случае, и с пирокластическими потоками кальдеры Курильского озера – во втором.

Для некоторых вулканов удалось определить скорости формирования [Braitseva et al., 1995]. Самый крупный вулкан – Ключевской (высота около 4800 м) – начал формироваться на высоте 1700 м на склоне вулкана Камень ~5.9 тыс. лет назад (^{14}C) (или ~6.8 тыс. календарных лет) и достиг высоты, близкой к современной, за примерно 3000 лет, после чего на его склонах появились первые побочные прорывы. Примерно такова же продолжительность основной конусоформирующей фазы и для других крупных вулканических сооружений (Молодой конус вулкана Авачинского, Северный конус вулкана Крашенинникова, Карымский и т. п.). Небольшие сооружения с объемом около 2 км³, например каждый из двух конусов вулкана Кихпинич или конус Штубеля в массиве Ксудач, сформировались буквально за несколько сотен лет (см. табл. 2.4).

Эруптивная активность всех изученных вулканов носила эпизодический (пульсационный) характер с чередованием периодов активности и покоя. Периоды покоя на отдельных вулканах длительностью 1000–3000 лет были довольно обычны. Более длительные периоды покоя продолжительностью более 3000 лет были отмечены на вулканах Безымянный, Кихпинич, Желтовский, Дикий Гребень и Камбальный [Мелекесцев и др., 2001]. Самый длительный период покоя (около 3500 лет), после которого вулкан оказался способен возобновить свою активность, был отмечен на вулкане Дикий Гребень. Даже вулканы, известные своими частыми историческими извержениями и интенсивной подачей вещества, такие, например, как Шивелуч и Авачинский, как выяснилось, имели периоды покоя (или очень слабой активности) длительностью до 900 лет [Брайцева и др., 1998; Ponomareva et al., 2007].

Зоны шлаковых конусов вели себя примерно так же, как и крупные вулканы: извержения в их пределах происходили не по одному, а группировались в активные периоды, разделенные периодами покоя, не превышающими по длительности 3000–4000 лет [Действующие..., 1991]. В некоторых случаях оказалось возможным установить периоды покоя вулканической активности, общие для нескольких соседних вулка-

нов. Например, три таких периода покоя, о которых свидетельствуют мощные палеопочвы, были установлены для самой южной части Камчатки, где расположены пять действующих вулканов (Желтовский, Ильинский, Дикий Гребень, Кошелева и Камбальный). Два первых периода ослабления активности длились, по меньшей мере, от 1400 до 1500 лет, а последний – около 750 лет [Ponomareva et al., 2001]. Длительные периоды покоя имели место как на базальтовых (например, вулкан Кихпинич), так и на риодацитовых (например, вулкан Дикий Гребень) вулканах; на преимущественно эксплозивных (вулкан Ксудач) и на преимущественно лавовых (вулкан Дикий Гребень) вулканах; на вулканах, расположенных как во фронтальной (вулкан Кихпинич), так и в тыловой зонах (вулкан Кизимен) [Мелекесцев и др., 2001].

2.3.3. Крупнейшие эксплозивные извержения

В табл. 2.3 перечислены крупнейшие голоценовые эксплозивные извержения на Камчатке. Самое крупное извержение было связано с образованием кальдеры Курильского озера. Объем его тефры достигал 140–170 км³, что сделало это извержение крупнейшим в голоцене не только на Камчатке, но и в мире [Ponomareva et al., 2004]. Тефры, связанные с другими кальдерообразующими и субкальдерными извержениями, достигали объемов 9–19 км³. Большинство этих тефр по составу отвечает андезиту-дациту.

Горизонты тефры широко используются для датирования и корреляции как вулканических, так и невулканических отложений, археологических стоянок и служат главным инструментом для реконструкции эруптивных историй голоценовых вулканов, палеосейсмических событий: цунами и подвижек по разломам, а также изменений природной среды. До настоящего времени ни одна камчатская тефра не была достоверно идентифицирована в Гренландском ледниковом щите, но некоторые кислотные пики в скважине GISP-2 были предположительно скоррелированы с крупнейшими камчатскими извержениями на основе определений их возраста [Брайцева и др., 1997]. Обнаружение в гренландском льду тефры кальдеры Аньякчак (Аляска) [Pearce et al., 2004] подтверждает возможность присутствия там и камчатских пеплов.

На рис. 2.4 можно выделить два пика выноса магмы эксплозивными извержениями: между 200 и 700 гг. н. э. и 6650 и 4900 гг. до н. э., с особо высокой продуктивностью между 6600 и 6400 гг. до н. э. [«век катастроф», Мелекесцев и др., 1998]. Крупные извержения происходили в разных частях Камчатки (см. табл. 2.3, рис. 2.2, а). Пики такого рода могли быть сформированы всего несколькими, но очень крупными извержениями или частыми извержениями среднего масштаба, или и тем и другим. В случае Камчатки верно первое из этих предположений: во время всплеска активности крупнейшие извержения относительно более часты, в то время как частота

за последние 8500 лет произошло всего лишь два сильных пеплопада [Базанова и др., 2005]. В то же время долгосрочный прогноз говорит о возможности крупных обрушений вулканов Ключевской, Авачинский и Корякский [Мелекесцев, Брайцева, 1984], которые могут иметь катастрофические последствия и указывают на важность детального изучения структуры и стабильности этих вулканических построек.

2.4. ОБЪЕМ И ВЕС ИЗВЕРЖЕННОГО МАТЕРИАЛА

Общая масса вулканических пород, изверженных в течение позднего плейстоцена-голоцена оценивается в $(18-19) \times 10^{12}$ тонн. Самой продуктивной в этот период была вулканическая зона ЦКД (~40 % всех изверженных пород) (рис. 2.5). Доля ВВФ составила 35 %. Вулканическая зона СХ уступила двум другим зонам (только 25 %). Андезиты-риолиты составили 25–30 % всех пород, изверженных в пределах ВВФ и ЦКД, и только ~6 % – вулканических пород СХ. В пределах ВВФ большая часть пород кислого состава была извержена на Южной Камчатке. В голоцене в поясах ЦКД и ВВФ было извержено почти одинаковое количество материала, в то время как продуктивность СХ сильно упала.

Наивысшая продуктивность, как рассчитанная для последних 60 тыс. лет, так и для последних 11.5 тыс. лет, наблюдалась в ЦКД (см. рис. 2.5). В позднем плейстоцене продуктивность в ЦКД и ВВФ была почти в два раза выше, чем в голоцене. Продуктивность в позднем плейстоцене в СХ была меньше, чем в ЦКД и ВВФ, однако разница эта была не такой большой, как в голоцене. Остается неясным, означает ли голоценовый спад продуктивности в СХ прекращение вулканической активности в его пределах или всего лишь период относительного покоя.

Крупнейшие позднеплейстоцен-голоценовые стратовулканы достигали объема до 320 км^3 или массы $\sim 0.74 \times 10^{12}$ тонн (включая тефру). Таковы, например, вулканы Кроноцкий, Камень и Сомма Авачинского (до секторного обрушения). Крупнейшим голоценовым вулканическим сооружением является вулкан Ключевской (270 км^3 или 0.6×10^{12} тонн). Самый маленький голоценовый стратовулкан – это конус Штубеля в массиве Ксудач. Он имеет объем $\sim 2 \text{ км}^3$, а масса его пород равна $\sim 0.005 \times 10^{12}$ тонн. Самое крупное голоценовое эксплозивное извержение вынесло на поверхность $140-170 \text{ км}^3$ (0.18×10^{12} тонн) тефры, в результате чего образовалась 7-километровая кальдера Курильского озера; объем продуктов остальных извержений был гораздо меньше (см. табл. 2.3). Большинство плейстоценовых кальдер значительно крупнее голоценовых (до 18 км в поперечнике, см. табл. 2.2) и окружены мощными толщами спекшихся туфов. Мы предполагаем, что большинство

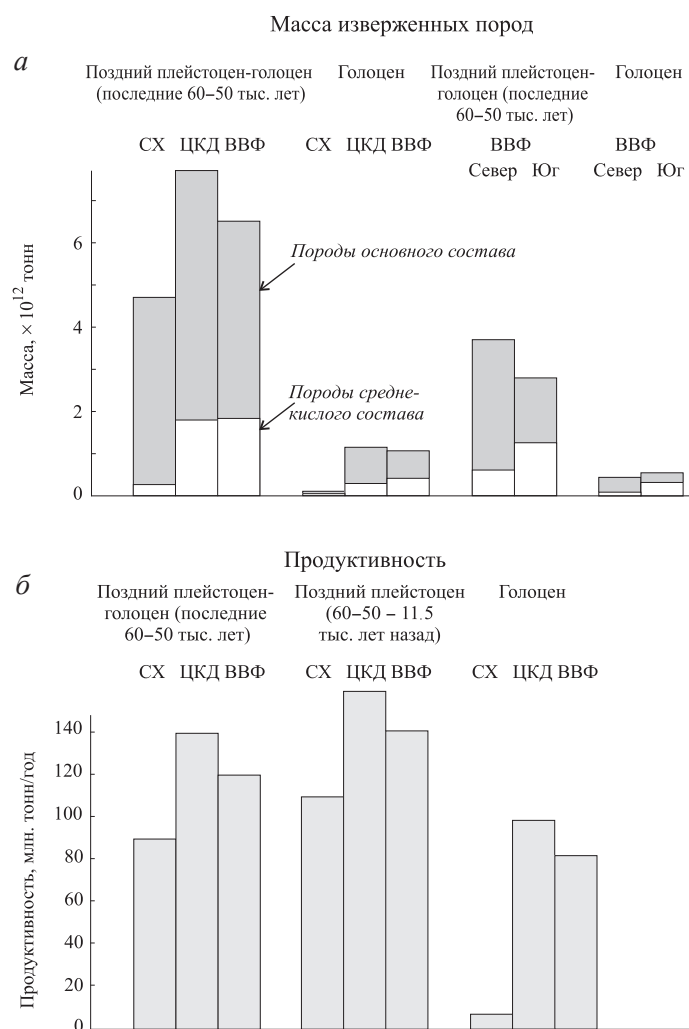


Рис. 2.5. Масса изверженных продуктов (а) и продуктивность по вулканическим поясам (б). СХ – Срединный хребет, ЦКД – пояс Центральной Камчатской депрессии, ВВФ – Восточный вулканический фронт.

позднеплейстоценовых кальдерообразующих извержений были, по меньшей мере, равны по объему продуктов самому крупному голоценовому извержению, связанному с образованием кальдеры Курильского озера, или превышали его.

2.5. СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ

Позднеплейстоцен-голоценовые вулканические породы Камчатки имеют широкий спектр составов, в котором преобладают основные (базальтовые и андезибазальтовые) разновидности [Volynets, 1994]. Доля осадочного материала, а также признаки коровой контаминации довольно ограничены в большинстве вулканических пород основного и среднего составов [Цветков и др., 1989; Volynets, 1994; Kersting, Arculus, 1995]. Тем не

менее, данные по изотопам **O** и **Sr** в кислых породах Камчатки (дациты, риолиты), зачастую связанных с кальдерами и коровыми очагами, показывают, что эти породы контаминированы коровой или метеорной/гидротермальной водой [Bindeman et al., 2004].

Значительные вариации состава основных, мантийных по источнику расплавов вулканических пород на Камчатке и в прилегающих к ней островных дугах объясняются действием нескольких факторов, которые контролируют условия плавления мантии и последующую эволюцию расплава при его подъеме и пребывании в коровых очагах перед извержением. Эти факторы могут варьировать от дуги к дуге и определяются, прежде всего, мощностью коры, составом мантийного источника, составом и термическими особенностями субдупцированной плиты, температурой мантийного клина, а также количеством и составом субдукционного флюида и осадков.

Поперечная геохимическая зональность позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород с востока на запад наиболее ярко проявляется в их обогащенности щелочами и несовместимыми микроэлементами [Авдейко и др., 2006; Volynets, 1994]. Некоторые авторы считают, что именно активная субдукция обуславливает все магмогенерирующие процессы [Churikova et al., 2001, 2007]. Другие считают, что одновременно существуют две зоны субдукции: одна – под ВВФ и ЦКД, другая – под Срединным хребтом [Авдейко и др., 2006].

С целью проверки этих гипотез породы основного состава, отобранные вдоль В-З пересечения Камчатки,

были детально изучены на макро- и микроэлементы, а также изотопный состав Sr, Nd, Pb, U, Th, O и Hf [Churikova et al., 2001, 2007; Dorendorf et al., 2000^{1,2}; Münker et al., 2004]. Это пересечение длиной 220 км включало 13 позднеплейстоцен-голоценовых вулканических центров и два крупных лавовых поля и простиралось от ВВФ через ЦКД в задуговой регион СХ (см. рис. 2.2, б). Составы пород ЦКД к северу и югу от р. Камчатки имеют определенные различия, поэтому далее на некоторых рисунках они будут показаны отдельно как СЦКД и ЮЦКД соответственно.

Породы ВВФ принадлежат к низко-умеренно-К толеитовым и субщелочным сериям (рис. 2.6). Низко-К породы встречаются на многих вулканах ВВФ, расположенных ближе всего к желобу (Кроноцкий, Кихпинич, Гамчен, Шмидта, Большой Семячик, Жупановский, Авачинский, Мутновский, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Камбальный) (см. рис. 2.2, б; табл. 2.1). Островодужные базальты Срединного хребта (СХ-ОБ) принадлежат к умеренно- и высоко-К известково-щелочным сериям. Породы ЦКД занимают промежуточное по щелочности положение между породами ВВФ и СХ. В пределах СХ встречаются также базальты, несущие наряду с островодужными и внутриплитными признаки и обогащенные HFSE [Волынец, 2006; здесь и далее СХ-ПВТ – породы внутриплитного типа].

Распределение микроэлементов в породах ВВФ, ЦКД и СХ показано на рис. 2.7. Все породы имеют типичные островодужные признаки с различным обогащением крупными литофильными (LILE)

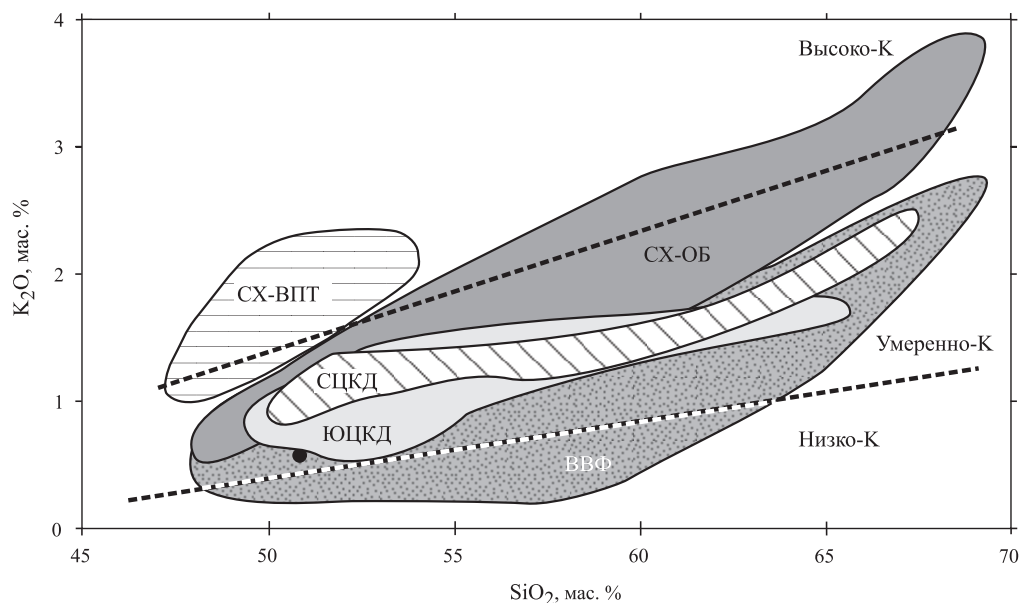


Рис. 2.6. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород Камчатки. Породы различных вулканических зон или особого состава показаны полями с различной заливкой. Для ЦКД показаны только умеренно-К известково-щелочные породы. Данные из: [Действующие..., 1991; Леонов, Гриб, 2004; Волынец и др., 2005; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000^{1,2}]. ВВФ – Восточный вулканический фронт, ЮЦКД – вулканы ЦКД, расположенные южнее р. Камчатки; СЦКД – вулканы ЦКД, расположенные севернее р. Камчатки; СХ-ОБ – нормальные островодужные умеренно-высоко-К породы Срединного хребта; СХ-ВПТ – высоко-К базальты с признаками внутриплитного магматизма и обогащенные HFSE. Использована классификационная диаграмма [Le Maitre et al., 1989].

и легкими редкоземельными (LREE) элементами и низким содержанием высокозарядных элементов (HFSE). Концентрации LILE и HFSE возрастают от фронта к тылу дуги. Все породы (за исключением СХ-ВПТ) обеднены Nb, Ta и HREE в сравнении с составом NMORB (North Middle Ocean Ridge Basalt). Тем не менее Nb-Ta отрицательная аномалия в породах СХ выражена значительно слабее, чем в лавах ВВФ и ЦКД. Все породы СХ имеют различное количество мантийного компонента типа ОИВ. Количества этого компонента меняются от небольших значений в лавах СХ-ОБ до довольно высоких (30–35 %) в породах СХ-ВПТ. СХ-ВПТ значительно обогащены всеми микроэлементами по сравнению с остальными породами Камчатки [Churikova et al., 2001, 2007; Münker et al., 2004].

Вдоль изучаемого пересечения глубина до субдуцируемой плиты меняется от 100 км под ВВФ до 400 км под СХ [Gorbatov et al., 1997]. С целью корректного сравнения серий вулканических пород с разных вулканов, данные по каждому вулкану были нормализованы к 6 % MgO по методике [Plank, Langmuir, 1988]. Большинство несовместимых элементов, например HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta), LILE (Sr, Ba, Rb, Be, Pb, U, Th), LREE, некоторые породообразующие оксиды (K, Na) и отношения элементов (K/Na, La/Yb, Sr/Y, Nb/Yb) имеют положительную корреляцию с глубиной субдуцируемой плиты (рис. 2.8). Аналогичные закономерности изменения концентраций микроэлементов и их отношений поперек Камчатской дуги были обнаружены и к югу от описываемого пересечения. Тем не менее значения Y и HREE остаются постоянными от фронта к тылу дуги. Породы СХ-ВПТ имеют более высокие концентрации Na₂O, TiO₂, P₂O₅, Sr,

а также HFSE и REE, но обеднены SiO₂ и Rb по сравнению с породами СХ-ОБ.

Изотопные данные для пород пересечения суммированы на рис. 2.9. Точки ложатся близко к полю MORB, вариации во всех изотопных системах невелики и находятся в пределах, ранее известных для Камчатки. От ВВФ к ЦКД наблюдается общее увеличение значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, а затем их уменьшение к СХ. Наивысшее обогащение ⁸⁷Sr обнаружено в лавах Ключевского вулкана, где ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr повышается до 0.70366. На рис. 2.9 внутри поля изотопных данных Камчатки выделяется два тренда, что предполагает участие трех компонентов в генезисе пород. От поля MORB, характеризующегося низким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (<0.7031) и высоким ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (≈0.5131), один тренд направлен к более высоким отношениям ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr при постоянном отношении ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Такие отношения могут характеризовать флюид, отделяющийся от субдуцируемой плиты. Второй тренд, сформированный в основном лавами СХ, идет с понижением неодимовых изотопных отношений при увеличении стронциевых. Такой тренд, вероятно, является результатом смешения с обогащенным мантийным компонентом типа ОИВ.

Используя Pb-изотопные данные Керстинг и Аркулос [Kersting, Arculus, 1995] показали, что добавка осадочного материала в формировании камчатских магм незначительна. Этот вывод получил подтверждение при изучении изотопов Be [Цветков и др., 1989]. Тем не менее Портнягин с соавторами [Portnyagin et al., 2007] считает, что роль осадочного материала в формировании камчатских лав может быть недооценена.

Степени плавления, необходимые для генерации вулканических пород Камчатки уменьшаются от

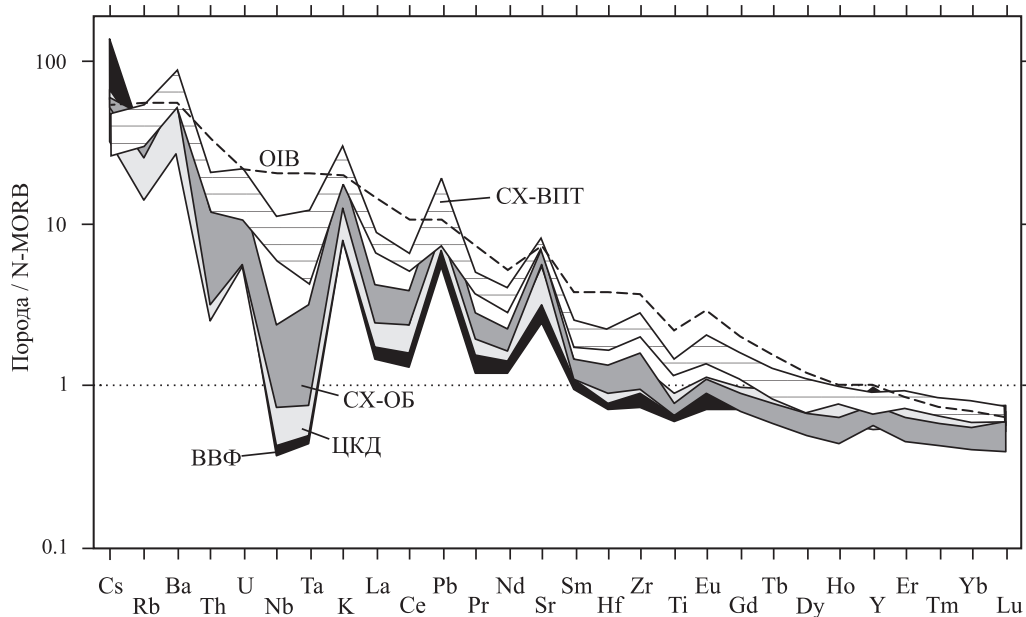


Рис. 2.7. Нормализованные по N-MORB содержания микроэлементов в породах основного состава из различных районов Камчатки. Данные из: [Churikova et al., 2001; Volynets, 2006]. Значения NMORB и ОИВ согласно [Sun, McDonough, 1989]. Буквенные обозначения полей см. на рис. 2.6.

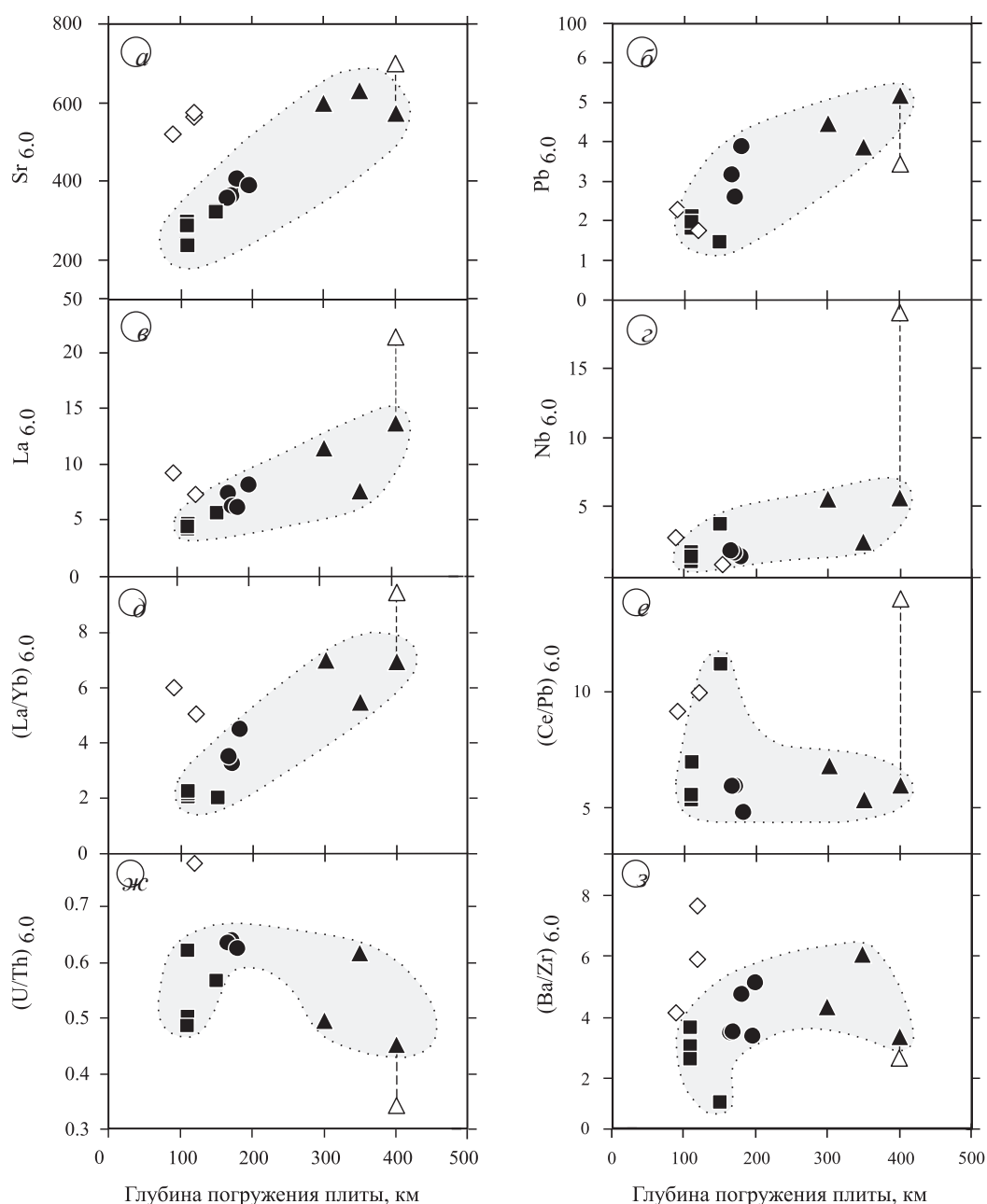


Рис. 2.8. Нормализованные к 6 % MgO содержания подвижных во флюиде элементов (а-б), концентрации HFSE и REE (в-г) и отношения микроэлементов в породах отдельных вулканов в зависимости от глубины субдуцируемой плиты [Churikova et al., 2001]. Затененные поля показывают тренды типичных островодужных магм. СХ-ОБ влк. Ичинского соединены пунктирной линией с СХ-ВПТ этого же района. Положительные линейные корреляции четко выражены для Sr, Pb, Nb, La и (La/Yb). Тренды для HFSE и REE выражены хуже, чем для элементов подвижных во флюиде. Залитые квадраты – ВВФ, залитые кружки – ЮЦКД, незалитые ромбы – СЦКД, залитые треугольники – СХ-ОБ, незалитые треугольники – СХ-ВПТ. Концентрации элементов даны в ppm.

фронта дуги к тылу. Породы ВВФ имеют наивысшую степень плавления 14–20 %, степень плавления пород ЦКД и СХ-ОБ снижается до 9–12 %, а лавы СХ-ВПТ в тыловой зоне обнаруживают самую низкую степень плавления, равную 7 % [Churikova et al., 2001; Portnyagin et al., 2007₁].

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb все образцы пород ВВФ и СЦКД так же, как и большинство пород ЮЦКД, попадают в область обедненного мантийного источника, находясь на границе толеитово-

го и известково-щелочного полей (рис. 2.10). Лавы же СХ формируют узкое поле, простирающееся от океанических дуг к обогащенному мантийному компоненту. О присутствии обогащенного источника свидетельствуют также величины отношений Nb/Ta, Zr/Hf, Lu/Hf и изотопов Hf [Münker et al., 2004]. Большинство лав ВВФ, ЮЦКД и СЦКД попадают в поле пород океанических дуг, образованных из деплетированных мантийных источников. Точки пород СХ, напротив, тяготеют к обогащенной мантии.

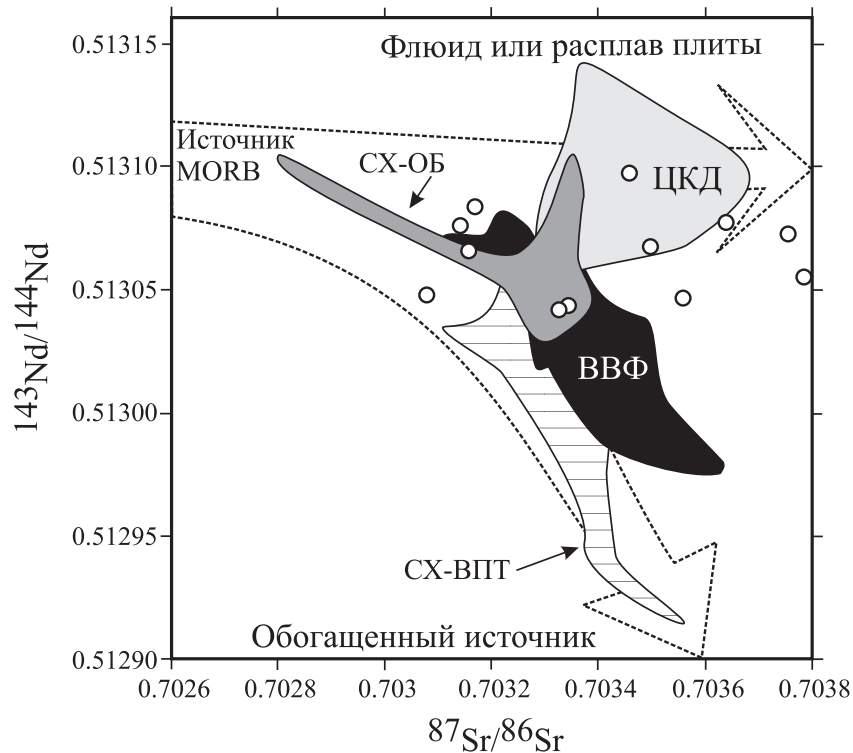


Рис. 2.9. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканических пород Камчатки. Данные из: [Волынец, 2006; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000_{1,2}]. Составы клинопироксенов из мантийных ксенолитов Камчатки [Колосков, 1999; Dorendorf, 1998] – незалитые кружки. Стрелками схематично показано трехкомпонентное смешение между флюидом, N-MORB и обогащенным мантийным источником. Породы СХ демонстрируют смешение между источниками типа N-MORB и OIB.

Буквенные обозначения полей см. на рис. 2.6.

Судя по концентрациям LREE и LILE, доля флюида в магмообразовании не меняется вкост простирания Камчатки (отношения Ce/Pb и Ba/Zr систематически не изменяются, см. рис. 2.8). Тем не менее элементы, более чувствительные к переносу флюидом, обнаруживают значительные вариации. Используя летучие и подвижные с флюидом элементы, измеренные в расплавных включениях из оливинов Камчатки, различные составы флюида были обнаружены вкост простирания дуги (рис. 2.11). В то время как флюид под ВВФ выносит большие количества В, Cl и S, флюид под СХ обогащен Li и F [Churikova et al., 2007], в результате чего наблюдается уверенное снижение В/Li отношения от фронта дуги к тылу более чем в пять раз. Наши данные ясно доказывают разделение содержания В и Li вкост простирания дуги, что выражается в высоких значениях В/La (и В/Nb, не показано) на фронте дуги и их уменьшении в породах СХ. В то же время низкие значения Li/Yb (и Li/B, не показано) в лавах ВВФ резко возрастают по направлению к тыловой зоне.

Систематические геохимические вариации от фронта к тылу вулканической дуги уверенно свидетельствуют о наличии одной зоны субдукции. Распределение микроэлементов определяется, прежде всего, флюидом и различным составом источника

в мантийном клине. Продуктивность отдельных вулканов, по-видимому, зависит от интенсивности подачи флюида, неоднородности состава мантийного клина и положения магматических очагов по отношению к субдуцируемой плите.

Наиболее хорошо изученным вулканическим районом Камчатки является зона ЦКД, а именно: вулканы Ключевской группы к югу от р. Камчатка (ЮЦКД) и вулканы Шивелуч, Харчинский и Заречный к северу от р. Камчатка (СЦКД) (см. рис. 2.5) [Волынец и др., 2000; Dorendorf et al., 2000₁; Kersting, Arculus, 1995; Portnyagin et al., 2007]. Причиной высокой вулканической активности в пределах ЦКД может быть внутридуговое растяжение и подъем магмы в этом районе. Ягодзинский с соавторами [Yogodzinski et al., 2001] предположили, что мантийный клин под ЦКД более горячий, поскольку в этом месте горячие мантийные потоки поднимаются вдоль края Тихоокеанской плиты. Хотя степень плавления не очень высока (около 12%), большой объем мантийного материала может быть вовлечен в это плавление благодаря декомпрессии под этой рифтообразной зоной растяжения. Породы ЦКД обогащены ^{87}Sr , и отличаются повышенными отношениями U/Th и Ba/Zr [Чурикова, Соколов, 1993; Dorendorf et al., 2000₁] (см. рис. 2.8). Кроме усиленного декомпрессионного плавления высокая вулканическая

продуктивность в пределах ЦКД может быть также связана с повышенным потоком флюида, отделяющегося от субдуцируемого Императорского хребта.

Большая часть пород ЮЦКД – это умеренно-К известково-щелочные андезибазальтовые серии (см. рис. 2.6). Кроме того, на Толбачинском долу и в массиве вулкана Плоские Сопки встречаются высоко-К толеитовые породы, обогащенные всеми несовместимыми элементами, но обедненные HFSE по сравнению с умеренно-К разностями. Несмотря на то, что такие породы обнаружены только на некоторых вулканах Камчатки, они имеют значительный объем и нуждаются в дальнейшем изучении. Например, в пределах Толбачинской зоны шлаковых конусов отдельные извержения поставляли на поверхность до 1–2 км³ высоко-К базальтов, а общий объем пород такого состава здесь только в голоцене составил около 70 км³ [Действующие..., 1991].

Породы СЦКД (вулканы Шивелуч, Харчинский и Заречный) обнаруживают содержания микроэлементов, отличные от ЮЦКД [Yogodzinski et al., 2001; Portnyagin et al., 2007]. Они отличаются высоким соотношением Sr/Y (~35) и La/Yb (~5) (см. рис. 2.8), что значительно превосходит эти соотношения в остальных породах пересечения. Такой тренд типичен для адакитов, которые, как предполагается, образуются при влиянии расплава субдуцируемой плиты. Адакитовый тренд в породах СЦКД объясняется

плавлением краевой части Тихоокеанской плиты вдоль Алеутского трансформного разлома в виду нагрева плиты окружающей ее горячей астеносферной мантией [Yogodzinski et al., 2001].

2.6. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРОБЛЕМЫ

Изменения пространственно-временного распределения вулканизма и состава изверженных пород отражают крупные тектонические перестройки. Дальнейшее изучение четвертичного вулканизма на Камчатке должно, по нашему мнению, предполагать радиометрическое датирование горных пород в сочетании с исследованиями их геохимических особенностей. В дополнение к изучению поперечной геохимической зональности необходимо исследовать продольную зональность. Особое внимание должно быть обращено на северную Камчатку, где вулканизм далеко выходит за пределы активной зоны субдукции (см. рис. 2.1, а).

Даже в привлекающей всеобщее внимание и лучше изученной Ключевской группе такие вулканы, как Удина и Зимины (см. рис. 2.3), последний раз посещались исследователями в 60-е годы и их породы детально не анализировались. Вулканизм Ключевской группы «регистровал» тектоническую

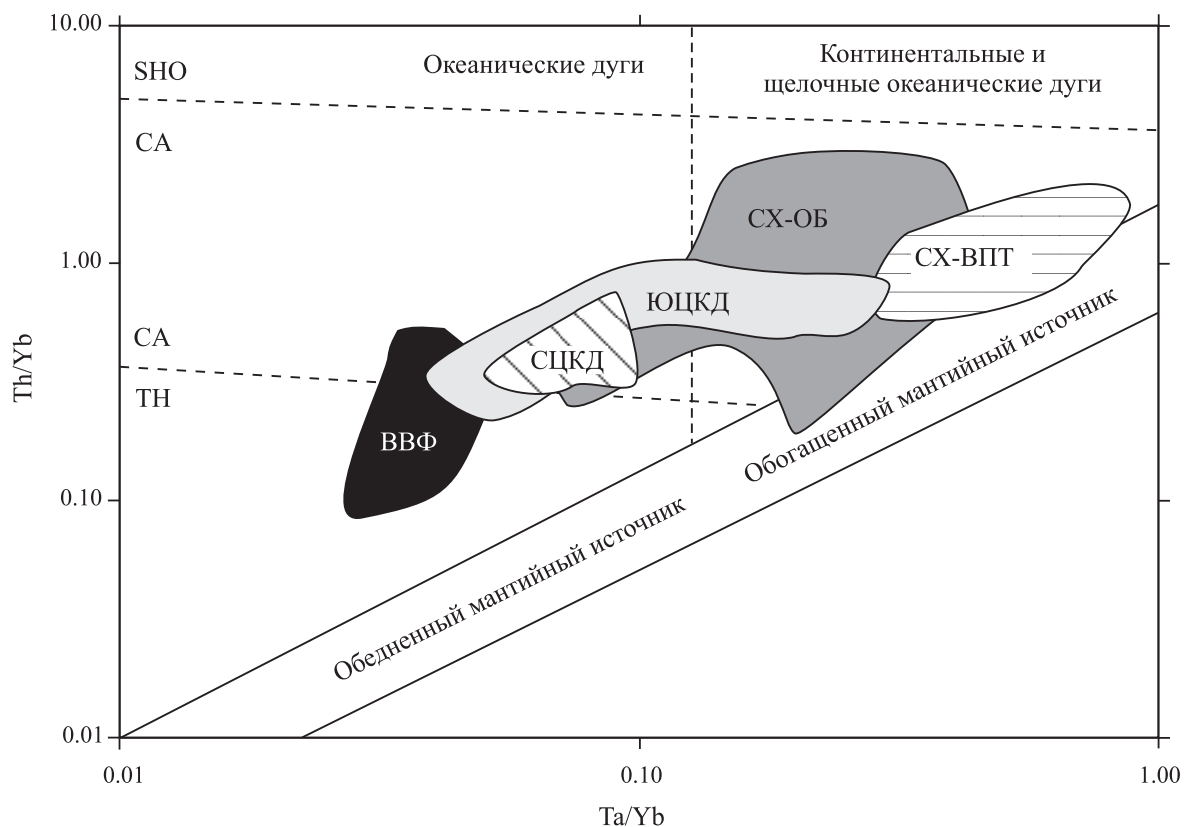


Рис. 2.10. Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb для пород Камчатки по [Pearce, 1983]. SHO – шшонитовые серии, CA – известково-щелочные серии, TH – толеитовые серии. Данные из: [Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000; Volynets, 2006].

Буквенные обозначения полей см. на рис. 2.6.

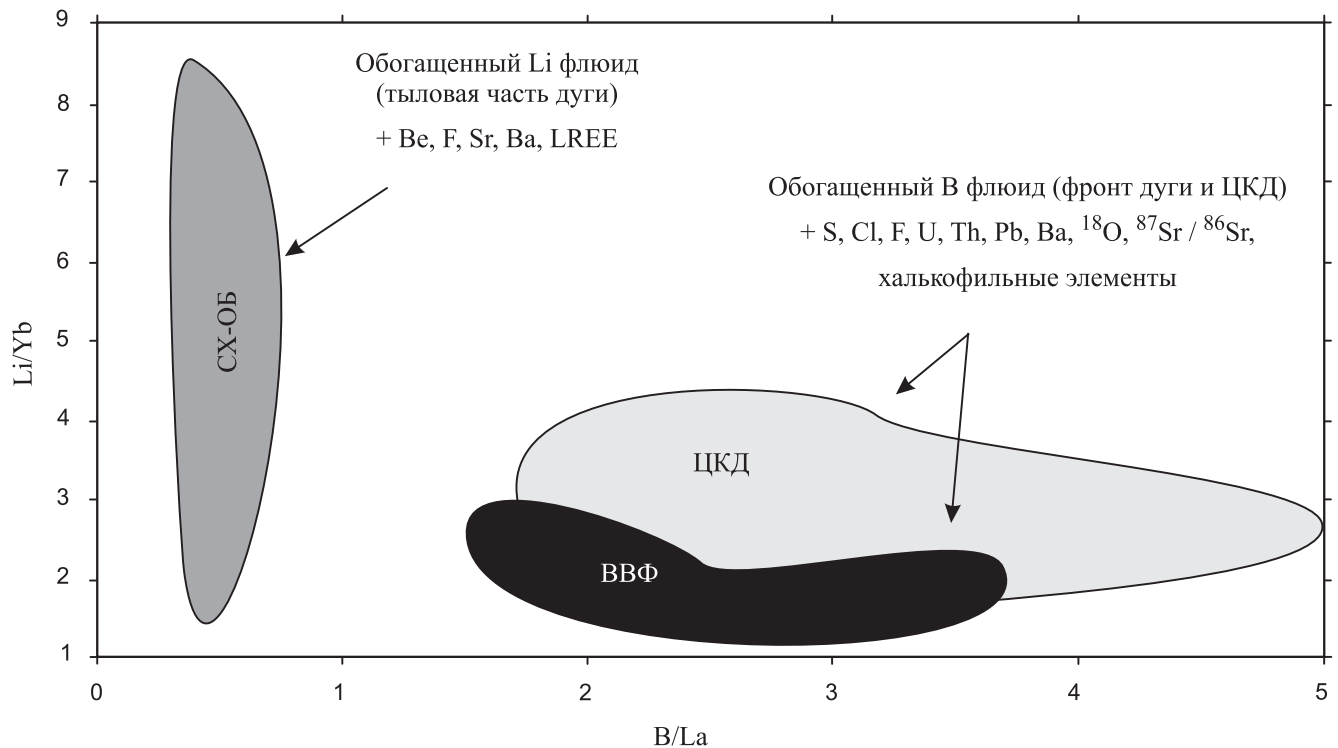


Рис. 2.11. В-Li систематика для пород Камчатки. Буквенные обозначения полей см. на рис. 2.6.

эволюцию в зоне сочленения Камчатской и Алеутской дуг (см. рис. 2.1), начиная, по меньшей мере, со среднего плейстоцена; таким образом, изучение изменений продуктивности и составов пород может пролить свет на тектонические события в этом активном районе.

В масштабе голоцена представляются крайне интересными попытки временной корреляции палеовулканических и палеосейсмических событий и выявление периодов общей повышенной эндогенной активности и природных катастроф. Вблизи источников активности как вулканические, так и сейсмические события могут произвести существенные изменения в ланд-

шафте, воздвигая вулканы, вызывая мощные обломочные потоки, производя значительные деформации земной поверхности и радикально преобразуя речную сеть. На расстоянии крупные землетрясения и вулканические извержения также оказывают влияние, вызывая цунами, сильные пеплопады и загрязнение атмосферы. Крупнейшие события, связанные с зоной субдукции, могут включать все эти проксимальные и удаленные компоненты, которые соединяют свое воздействие и причиняют более серьезные и разнообразные последствия, чем этого можно было бы ожидать при изучении вулканических и сейсмических летописей в отдельности.