

УДК 551.21

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КАМЧАТКИ В ГОЛОЦЕНЕ

© 2010 М.М. Певзнер

*Геологический институт РАН, Москва, 119017;
e-mail: m_pevzner@mail.ru*

Уточнена северная граница голоценовой вулканической активности Камчатки. Для фронтальной вулканической зоны эта граница расположена в 80 км севернее, а для зоны Срединного хребта в 180 км к северо-западу от вулкана Шивелуч. Впервые геологическими и изотопно-геохимическими методами установлены, изучены и датированы многочисленные проявления голоценового вулканизма в районах Камчатки с отсутствием глубинной сейсмичности и расположенных севернее Алеутского трансформного разлома. Определен радиоуглеродный возраст извержений.

Ключевые слова: Камчатка, голоцен, вулканизм, почвенно-пирокластические чехлы, радиоуглеродное датирование.

Проявления четвертичного, в том числе голоценового, вулканизма Камчатки принято связывать с субдукцией Тихоокеанской плиты. Ее северная граница (рис. 1) проводится, по данным сейсмического зондирования, приблизительно по широтному отрезку р. Камчатки, а самым северным действующим вулканом считается Шивелуч (Авдейко и др., 2002; Действующие ..., 1991; Churikiva et al., 2001; Levin et al., 2002 и др.). К северу от вулкана Шивелуч, где расположен район наших работ (рис. 1), сейсмофокальная зона не фиксируется (Davaille, Lees, 2004; Gorbатов et al., 1997). Однако в последние годы на северных территориях Камчатки были обнаружены многочисленные вулканические объекты, проявлявшие активность в голоцене (Дирксен и др., 2003; Певзнер, 2004). Поскольку вышеозначенный район северо-восточной Камчатки (СВК) расположен вне зоны прямого воздействия субдукции Тихоокеанской плиты, то весьма остро встает вопрос о причинах проявления молодого вулканизма. Поэтому прежде чем решать вопросы геодинамического характера, необходимо определить наличие, структурную приуроченность и возраст вулканических проявлений.

Главная цель данной работы заключается в исследовании молодых вулканических центров, расположенных во внесубдукционной зоне Камчатки, и определении времени их появления. Для этого было необходимо изучить строение

почвенно-пирокластических чехлов (ППЧ), в которых запечатлена летопись голоценовой вулканической активности СВК.

По результатам детального дешифрирования аэрофото- и космоснимков в пределах изучаемого района нами был выявлен ряд вулканических образований преимущественно моногенного типа (шлаковых конусов, лавовых потоков, взрывных кратеров) с хорошей морфологической сохранностью и не имеющих следов ледниковой обработки. С 2002 г. мы начали проводить комплексные тефрохронологические, радиоуглеродные и петролого-геохимические исследования по заверке и датированию выделенных объектов предположительно голоценового возраста. Первые данные о голоценовых вулканических центрах СВК приведены в (Бабанский и др., 2006; Волынец, Певзнер, 2009; Певзнер, 2004, 2006). В настоящей статье приводятся уточненные и новые данные.

МЕТОДИКА РАБОТ

В районах исследований изучено более 300 разрезов ППЧ, содержащих как «местные» вулканогенные отложения, так и транзитные маркирующие пеплы удаленных вулканов. Последние использовались в качестве геохронологических реперов (Braitseva et al., 1997) при корреляции единичных и составленных сводных разрезов голоценовых отложений. В ППЧ отложения вулканических центров СВК

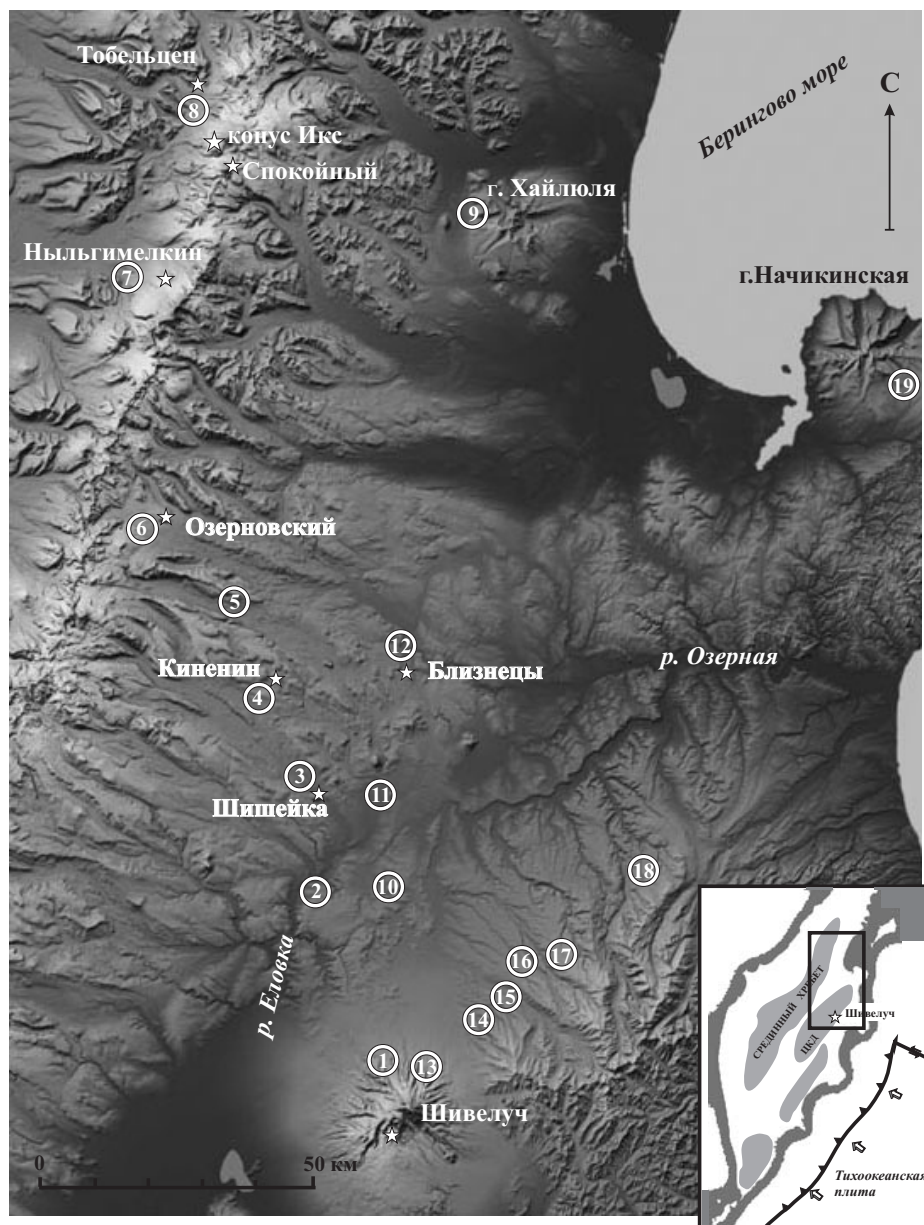


Рис. 1. Карта района работ. Звездочки — вулканические центры, для которых зафиксирована активность в голоценовое время. Цифры — номера разрезов, представленных на рис. 7-9.

представлены главным образом тефрой: разнозернистыми, с включением гравия и лапилли, вулканическими песками (для моногенных центров характерны преимущественно черные шлаки; для стратовулканов — белые, палевые, желтые, розоватые и светло-серые пемзовые и полиминеральные пески). Принадлежность выявленных в ППЧ пеплов к вулканическим центрам СВК доказывается закономерным увеличением количества прослоев, их мощности и крупности материала по мере приближения к отдельному эруптивному центру. Также проводилось сравнительное изучение вещественного состава пеплов и лав предполагаемых источников извержений. Большая часть пеплов в ППЧ северо-восточной Камчатки принадлежит Шивелучу, который представляет собой очень крупный и в высшей степени активный вулкан.

Его эруптивная история довольно хорошо изучена (Ponomareva et al., 2007), поэтому его пеплы использовались в данной работе как маркирующие прослои и геохронологические реперы.

Определение возраста извержений проводилось по соотношению горизонтов «новых» пеплов с маркирующими прослоями, а также в результате детального радиоуглеродного датирования органического вещества из подстилающих и (или) перекрывающих вулканических отложений. Возраст моногенных вулканических центров определялся по положению ассоциированной пирокластики в сводном тефростратиграфическом разрезе и анализу времени начала формирования ППЧ на молодых лавовых потоках. Настоящая статья базируется на результатах 188 радиоуглеродных анализов, выполненных в ГИН РАН (табл. 1).

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 1. Радиоуглеродные даты, полученные и использованные в процессе выполнения работы для определения возраста отложений в голоценовых разрезах северо-восточной Камчатки.

№ полевой	¹⁴ C даты	Положение в разрезе	Материал	№ лаборат.
Разрез 2				
595-A10	2980±40 г1 3020±40 г2	под Ш2800	торф	ГИН-13770
595-A9	3750±40 г1 3790±40 г2	над тефрой Шишейки ?	торф	ГИН-13769
595-A8	3940±40 г1 4060±30 г2	под пепелом Ш	торф	ГИН-13768
595-A7	4120±40 г1 4180±30 г2	под Ш4100	торф	ГИН-13767
595-A6	4210±40 г1 4380±30 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-13766
595-A5	4950±40 г1 4920±40 г2	под Ш4700 и над паводковыми отл.	торф	ГИН-13765
595-A4	5700±40 г1 5810±40 г2	чуть ниже пепла Ш5600	торф	ГИН-13764
595-A3	6000±40 г1 6010±40 г2	под КС ₂	торф	ГИН-13763
Разрез 3				
448-A1	500±40 г1 510±40 г2	над Ш500	торф	ГИН-12954
448-A2	910±30 г1 -	под Ш600 и над Ш950	торф	ГИН-12955
448-A3	1590±70 г1 1720±60 г2	над Ш1750	торф	ГИН-12956
448-A4	1830±70 г1 1740±60 г2	под Ш1750	торф	ГИН-12957
448-A5	2750±70 г1 2730±70 г2	над пеплом Ш	торф	ГИН-12958
448-A6	2840±40 г1 3030±40 г2	над Ш2550	торф	ГИН-12959
448-A7	3030±50 г1 2950±50 г2	под Ш2550	торф	ГИН-12960
448-A8	3120±40 г1 3000±40 г2	над Ш2800	торф	ГИН-12961
448-A9	3090±40 г1 3150±40 г2	под Ш2800	торф	ГИН-12962
448-A10	3400±40 г1 -	основание торфяника на песках	торф	ГИН-12963
448бис-A1	930±30 г1 1180±40 г2	под Ш950	торф	ГИН-12964
448бис-A2	1410±40 г1 1200±60 г2	под Ш1100	торф	ГИН-12965
448бис-A3	1470±40 г1 1470±40 г2	под тефрой маара Киненин	торф	ГИН-12966
448бис-A5	2880±50 г1 -	под пеплом Ш	торф	ГИН-12968
448бис-A7	2900±40 г1 3100±40 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-12969
448бис-A6	- 3180±40 г2	основание торфяника на гальке	торф	ГИН-12970
Разрез 4				
328-A1	860±40 г1 900±40 г2	под Ш600 и над тефрой маара Киненин	торф	ГИН-12502

Таблица 1. Продолжение.

Разрез 5				
585-A4	4960±40 г1 4970±40 г2	под Ш4700	торф	ГИН-13756
585-A3	5690±30 г1 5640±40 г2	под Ш5600	торф	ГИН-13755
585-A2	5910±40 г1 5800±40 г2	под КС ₂	торф	ГИН-13754
585-A1	8340±70 г1 8580±40 г2 8570±40 дт	над тейфрой Озерновского потока	торф	ГИН-13753
Разрез 6				
379-A1	1010±50 г1 1050±60 г2	над тейфрой маара Киненин	супесь гумусир.	ГИН-12939
379-A2	1640±70 г1 -	под тейфрой маара Киненин и над Ш1750	супесь гумусир.	ГИН-12940
379-A3	1580±60 г1 1800±60 г2	под Ш1750 и над КС ₁	супесь гумусир.	ГИН-12941
379-A4	2390±70 г1 2570±70 г2	выше Ш2550	супесь гумусир.	ГИН-12942
379-A5	2980±90 г1 -	под Ш2800	супесь гумусир.	ГИН-12943
379-A7	- 4970±70 г2	между Ш4700 и Ш5600	супесь гумусир.	ГИН-12945
Разрез 8				
506-A1	1840±30 г1 1920±40 г2	под Ш1750	торф	ГИН-13395
506-A2	2610±40 г1 2610±40 г2	над Ш2550	торф	ГИН-13396
506-A3	2840±40 г1 2920±40 г2	между Ш2550 и Ш2800	торф	ГИН-13397
506-A4	2950±40 г1 2970±40 г2	под Ш2800	торф	ГИН-13398
506-A8	3830±40 г1 3930±40 г2	между тейфрами Тобельцена и конуса Икс	торф с древесиной	ГИН-13402
506-A9	4020±40 г1 3920±40 г2	под тейфрой конуса Икс	почва оторфованная	ГИН-13403
506-A10	4300±40 г1 4260±40 г2	над тейфрой Ныль.	почва оторфованная	ГИН-13404
506-A11	4860±40 г1 4760±40 г2	под тейфрой Ныль. и над Ш4700	почва оторфованная	ГИН-13405
506-A12	5920±40 г1 5910±30 г2	под Ш5600 и над КС ₂	почва слабо- оторфованная	ГИН-13406
506-A13	6240±40 г1 6180±40 г2	под КС ₂	почва слабо- оторфованная	ГИН-13407
506-A14	7370±40 г1 7560±40 г2	над Ш7550	почва оторфованная	ГИН-13408
506-A15	7760±40 г1 7810±40 г2	ниже Ш7500, под тейфрой в. Спокойный	почва оторфованная	ГИН-13409
506-A16	8560±40 г1 8510±40 г2	вблизи основания торфяника	почва оторфованная	ГИН-13410
Разрез 9				
572-A1	850±30 г1 640±40 г2	под Ш600	торф	ГИН-13720
572-A2	2730±30 г1 2750±30 г2	над Ш2800	торф	ГИН-13721
572-A3	3030±30 г1 3010±30 г2	под Ш2800	торф	ГИН-13722

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 1. Продолжение.

572-A6	4620±40 г1 4250±40 г2	над тефрой Ныль.	торф	ГИН-13725
572-A7	4640±30 г1 4680±40 г2	под тефрой Ныль. и над Ш4700	торф	ГИН-13726
572-A8	4930±40 г1 5050±40 г2	под Ш4700	торф	ГИН-13727
572-A9	5260±40 г1 5280±40 г2	над Ш5600	торф	ГИН-13728
572-A10	5640±40 г1 5650±40 г2	под Ш5600	торф	ГИН-13729
574-A1	8440±80 г1 7790±70 г2	над озерными отложениями	древесный детрит	ГИН-13731
576-A1	680±50 г 730±40 дт	под Ш600	торф	ГИН-13733
576-A2	680±70 дт 780±50 г	под Ш600 и над Ш950 ?	торф	ГИН-13734
576-A3	690±50 дт 880±40 г	под Ш950 ?	торф	ГИН-13735
577-A1	910±30 г1 900±40 г2	под Ш600 и над Ш950 ?	почва	ГИН-13736
577-A3	4870±60 г1 4850±70 г2	под Ш4700 и над тефрой в. Спокойный	почва	ГИН-13738
577-A8	7330±50 г1 7570±50 г2	под Ш7550	почва	ГИН-13743
579-A5	4100±40 г1 4140±40 г2	под Ш4100	торф	ГИН-13749
579-A4	4470±40 г1 4460±40 г2	под тефрой Ныль.	торф	ГИН-13748
579-A3	5940±50 г1 5970±40 г2	над КС ₂	торф	ГИН-13747
579-A2	6200±30 г1 6320±40 г2	под КС ₂ и над тефрой в. Спокойный	торф	ГИН-13746
579-A1	9630±40 г1 9600±40 г2	основание торфяника на дресве	торф	ГИН-13745
Разрез 10				
521-A1	1540±30 г1 1530±40 г2	над Ш1500	торф	ГИН-13411
521-A2	1590±40 г1 1670±40 г2	под Ш1500	торф	ГИН-13412
521-A3	1850±30 г1 1910±40 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-13413
521-A4	2270±40 др -	над пеплом Ш	древесина	ГИН-13414
521-A5	3050±30 г1 2740±40 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-13415
521-A6	2820±40 г1 2930±40 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-13416
521-A7	2970±40 г1 2800±40 г2	под Ш2800	торф	ГИН-13417
521-A8	3400±40 г1 3390±40 г2	под Ш3500	торф	ГИН-13418
521-A9	3550±40 г1 3590±40 г2	под Ш3600	торф	ГИН-13419
521-A10	3700±40 г1 3710±40 г2	под Ш3700 и вблизи основания торфяника	торф	ГИН-13420
Разрез 11				
594-A1	2850±30 г1 2910±30 г2	между пеплами Ш	торф	ГИН-13759

Таблица 1. Окончание.

Разрез 12				
345-A1	620±30 г1 620±30 г2	под Ш600	торф	ГИН-12503
345-A2	900±40 г1 920±40 г2	под Ш950	торф	ГИН-12504
345-A3	1070±40 г1 1050±40 г2	под Ш1100 и над тефрой маара Киненин	торф	ГИН-12505
345-A4	1280±40 г1 1290±40 г2	под тефрой маара Киненин	торф	ГИН-12506
345-A5	1730±40 г1 1530±30 г2	под Ш1500	торф	ГИН-12507
345-A6	3010±40 г1 3000±40 г2	основание торфяника	торф	ГИН-12508
344-A1	1400±70 г1 1110±40 г2	под тефрой маара Киненин и над Ш1500	почва черная	ГИН-12511
344-A2	2110±40 г1 2250±50 г2	над пеплом Ш	почва черная	ГИН-12512
358-A1	2580±40 г1 2540±40 г2	под Ш2550	торф	ГИН-12509
358-A2	2800±40 г1 2790±40 г2	над Ш2800	торф	ГИН-12510
Разрез 18				
624-A4	980±50 г1 1100±30 г2	под тефрой маара Киненин	торф	ГИН-13967
624-A5	850±100 г1 1170±30 г2	под тефрой маара Киненин	торф	ГИН-13968
624-A9	8960±60 г1 8980±100 г2	основание торфяника	торф	ГИН-13972
627-A1	7580±140 г -	над озерным пелитом	супесь суглинистая	ГИН-13973
627-A2	7770±140 г -	под озерным пелитом	супесь суглинистая	ГИН-13974
Разрез 19				
560-A1	2050±30 г1 2160±30 г2	под пеплом Ш	торф	ГИН-13710
566-A1	670±40 г1 670±30 г2	под Ш600	торф	ГИН-13713
570-A3	4620±110 др -	ниже Ш3500 и выше Ш4700	ольха	ГИН-13716
570-A2	5080±30 г1 5130±40 г2	ниже Ш4700 и выше Ш5600	торф с ольхой	ГИН-13715
570-A4	5500±40 г1 5420±40 г2	над Ш 5600	торф	ГИН-13717

Примечания. Номера разрезов соответствуют таковым на рис. 1, 7-9. Во второй колонке (г1) и (г2) – соответственно первая холодная и вторая горячая щелочные вытяжки; (г) – единственная горячая щелочная вытяжка; (дт) – растительный детрит после обработки горячей щелочью; (др) – древесина, прошедшая обработку горячей щелочью; (-) – дополнительное измерение не проводилось.

**ГОЛОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
ОБРАЗОВАНИЯ СВК:
ТЕРРИТОРИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ,
МОРФОЛОГИЯ, ПАРАМЕТРЫ**

В верхнем и среднем течении р. Еловки и ее притоков мы изучили три моногенных центра. Восточную часть бассейна Еловки можно рассматривать как северное продолжение Централь-

ной Камчатской депрессии (ЦКД) (Брайцева и др., 1968).

Лавовый поток Шишейка (57° 09' с.ш., 161° 05' в.д., 378.5 м – здесь и далее высота над уровнем моря) расположен на правом берегу р. Шишей, в 10 км выше ее впадения в р. Еловку и в 60 км к северо-северо-западу от вулкана Шивелуч (рис. 1). Поток крупноглыбовый, лава сильно окислена. В процессе выжимания, лавы как бы

«поднимали на плечах» более древние рыхлые отложения. Из-за этого поток окружен поясом холмов с кривым березовым лесом (рис. 2а, 2б). ППЧ на этих холмах имеет полный голоценовый возраст и залегает на флювиогляциальных отложениях. При этом пепловые прослойки лежат субпараллельно, но имеют наклон от потока к подножию. Поток задернован: преобладают мхи, лишайники, кустарнички, в нижних частях довольно густой кедровый стланик высотой до 3 м.

Поток имеет округлую форму с диаметром около 2.5 км. Площадь потока — около 5 км². Подошва лав находится на высоте около 200 м, максимальная высота — 378.5 м. Объем лав — около 0.5 км³.

Маар Киненин (57° 21' с.ш., 160° 58' в.д., 583.4 м) расположен в восточных предгорьях Срединного хребта на одноименном ручье (правый приток р. Еловки) в 80 км к северо-северо-западу от вулкана Шивелуч (рис. 1). Маар представляет собой воронкообразный кратер, окруженный насыпным валом (диаметр ~ 2.5 км, максимальная высота бровки — 583 м) (рис. 2в). Озеро, заполняющее взрывную воронку, имеет диаметр 1 км при высоте уреза воды 400 м, на крупномасштабных картах называется «озеро Блюдечко». Извержение маара Киненин было фреато-магматическим: насыпной вал сложен в основном раздробленными вмещающими породами, ювенильный материал зафиксирован в кровле отложений в виде пироклаستيку основного состава. Тефра извержения распространялась широким сектором с осью на восток-северо-восток. Объем изверженного материала в первом приближении оценивается в 0.5 км³. Пепел извержения прослеживается в виде прослоя сизо-серого цвета в разрезах Правого Кротона, верховьев р. Озерной, в районе г. Начикинской.

Лавовые потоки Близицы (57° 21' с.ш., 161° 22' в.д., 265.0 м), излившиеся из близкорасположенных центров, находятся в 25 км к востоку от маара Киненин, на правом берегу р. Озерной, в 80 км к северу от вулкана Шивелуч (рис. 1). Извержению лав предшествовали слабые фреато-магматические эксплозии. Образованное потоками лавовое поле имеет площадь 5 км² (длина 2.5 км, ширина 2 км) (рис. 2г, 2д). Подошва лав фиксируется на высоте около 170 м, максимальная высота — 265 м; средняя мощность лав оценивается в 30-50 м. Объем изверженного материала составляет 0.15-0.25 км³. Это двоякое извержение началось с более южного центра — это крупноглыбовый поток с блоками и обелисками до 10-15 м. Позже излился лавовый поток из северного центра: он средне- и даже мелкоглыбовый, но также с крупными обелисками, имеет характерные, прекрасно выраженные продольные и поперечные валы

течения. У обоих потоков глыбы плотно уложены. Лавы задернованы, причем у южного потока, несмотря на крупноглыбовый характер поверхности — степень задернованности больше, так как его поверхность засыпана пирокластикой более позднего извержения северного центра. Оба потока покрыты горелым кедровым стлаником.

Наиболее северные проявления голоценового вулканизма Камчатки зафиксированы в пределах Срединного хребта от истоков р. Озерной на юге до истоков р. Воямпольки на севере.

Лавовый поток Озерновский (57° 35' с.ш., 160° 38' в.д., 964.5 м) расположен на восточном склоне Срединного хребта в истоках р. Озерной (рис. 1). Лавовое поле (7 × 15 км) имеет площадь около 100 км² (рис. 3а). Подошва лав в западной части поля расположена на высоте около 670 м, а в восточной спускается ниже 300 м. Нам нигде не удалось замерить мощность лавового потока, в связи с чем весьма проблематично посчитать его объем. Условно примем, что средняя мощность лав около 20 м, тогда объем лавового поля составит 2 км³. Крупный шлаковый конус (рис. 3б) овальной формы (1.0 × 1.5 км) с хорошо выраженным воронкообразным кратером имеет относительную высоту около 260 м. Таким образом объем пирокластики, участвовавшей в строительстве конуса, составляет около 0.2 км³. Большая часть тефры распространялась в восточном направлении. Шлаковые пески этого извержения встречены нами на удалении до 50 км от эруптивного центра (в разрезах у лавовых потоков Близицы), что позволяет предположить: объем выпадавшей тефры составлял не менее 1 км³. Таким образом, суммарный объем изверженного материала мог составлять около 3-4 км³.

Поверхность лавового поля весьма различна в своих западной и восточной частях. На востоке поток сильно задернован, на нем уже растет березовый лес. В западной части степень задернованности существенно меньше: мхи, лишайники, травы, небольшие купы не крупного ольхового или кедрового стланика. Поток не имеет отчетливо выраженных валов течения, однако при приближении к подножию Срединного хребта, заметны крупные структуры коробления лавы с относительными перепадами высот до 6 м. В этих случаях на фоне мелко- и среднеглыбовых лав появляются крупные глыбы и обелиски. Поверхность лав обычно перекрыта шлаками конуса. По мере приближения к нему поверхность лав все больше нивелируется выпавшим пирокластическим материалом. По-видимому, извержение Озерновского центра начиналось как эффузивное и заканчивалось работой шлакового конуса.

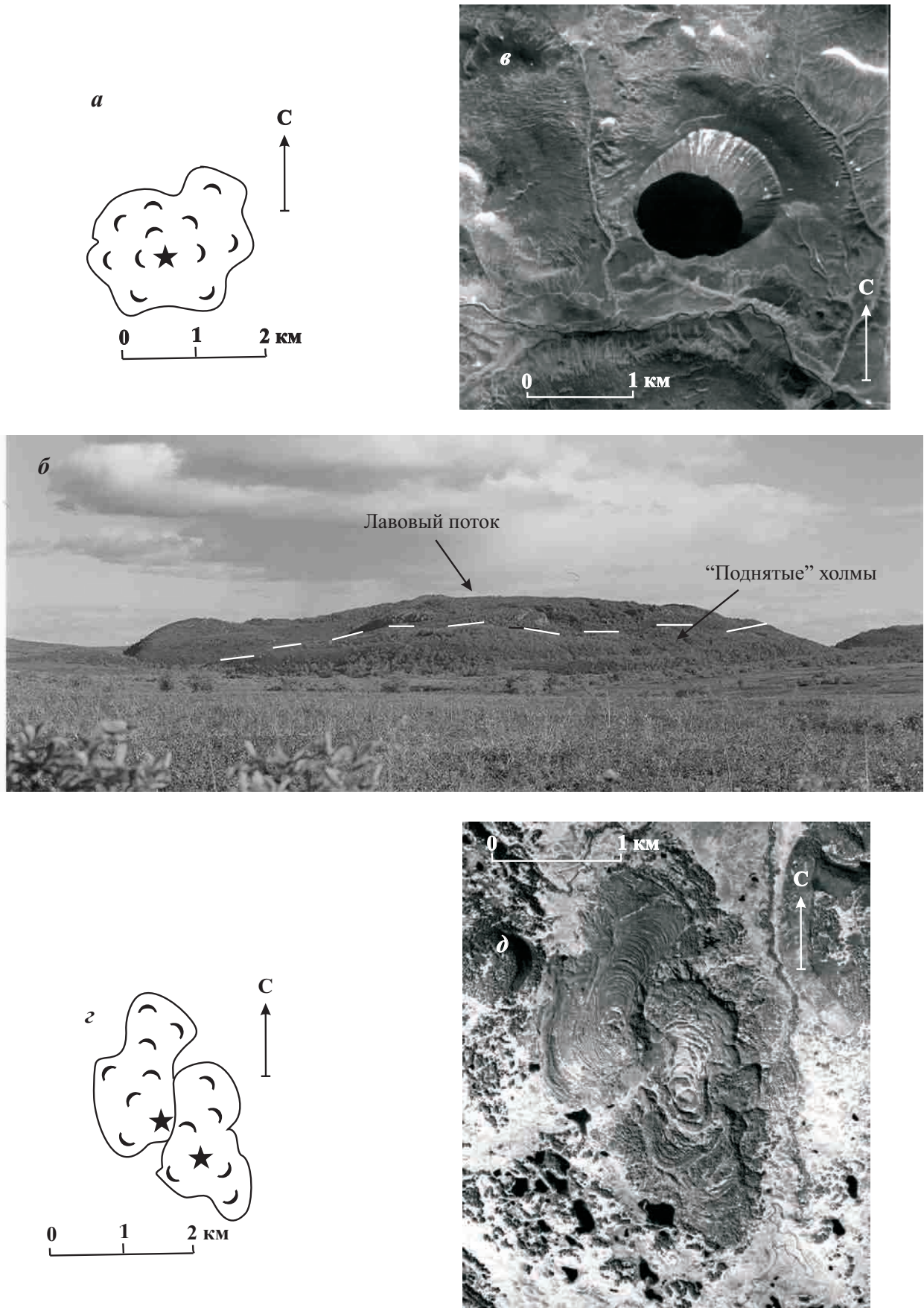


Рис. 2. Моногенные вулканические центры бассейна р. Еловка депрессии. Лавовый поток Шишейка: *a* – в плане, *б* – вид с запада; маар Киненин: *в* – аэрофотоснимок; лавовые потоки Близнецы: *г* – в плане, *д* – аэрофотоснимок.

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

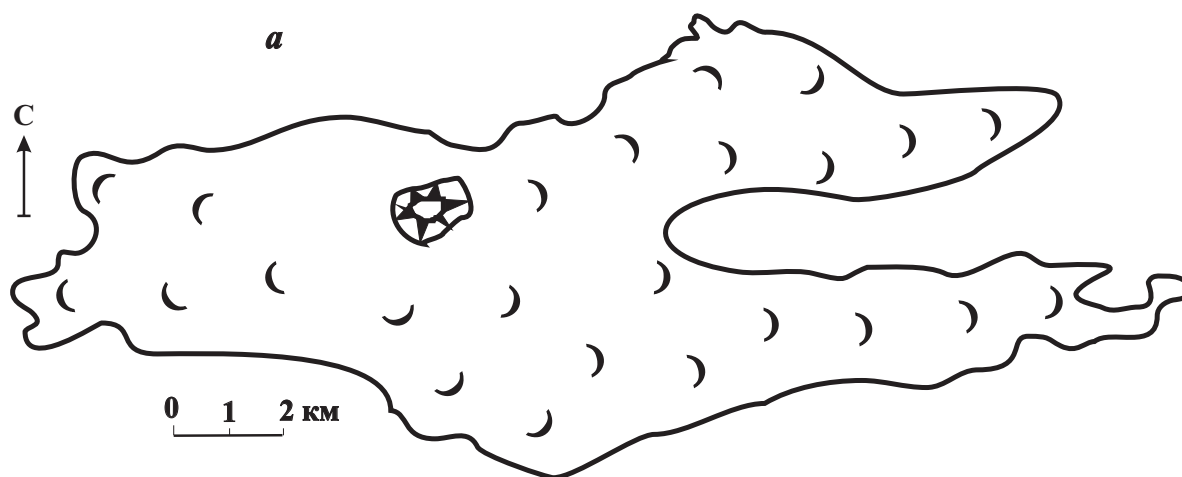


Рис. 3. Озерновский лавовый поток и его шлаковый конус: *а* – в плане, *б* – шлаковый конус (вид с юго-запада).

На северо-западном склоне древнего вулкана Хувхойтун в результате трещинного извержения образовались лавовое поле и шлаковые **конуса Ныльгимелкин** ($57^{\circ} 58' \text{ с.ш.}, 160^{\circ} 39' \text{ в.д.}, 1621.0 \text{ м}$) (рис. 1). Упоминание о них есть в (Вулканы ..., 1972), где они именуются вулканом Атласова. Лавовые потоки спускались со склонов Срединного хребта на протяжении 11 км. В верхних частях склонов лавовое поле имеет ширину 6 км, ниже по склону оно сокращается до 3 км. Многочисленные излияния, в том числе из нескольких лавовых бокк, сформировали поле общей площадью около 60 км^2 (рис. 4а). В верхних частях склонов лава фиксируется на высотах около 1500 м, фронт потоков спускается до отметок 340 м. Лавовые потоки средне- и крупноглыбовые, лава плотно уложена. В прифронтальной части поверхность

потоков практически полностью задернована: на внутренних поперечных валах с превышениями 5-10 м обильно растет кедровый стланик, а на бортовых валах – березы. Вблизи конусов лавовые глыбы лишь кое-где покрыты лишайниками. Максимальная видимая мощность лав в обрыве правого бортового вала – 15 м. По приблизительным оценкам минимальный объем лав составляет $1\text{-}2 \text{ км}^3$. Слонопостроенные шлаковые конуса имеют не менее трех эруптивных центров (рис. 4а, 4б). Сначала сформировался южный конус, затем (кратер южного конуса перекрыт кратером северного конуса) более северный. На завершающей стадии эксплозивной активности внутри северного кратера вырос еще небольшой конус. Подошва конусов имеет овальную форму ($1.5 \times 2.5 \text{ км}$) и расположена на высотах

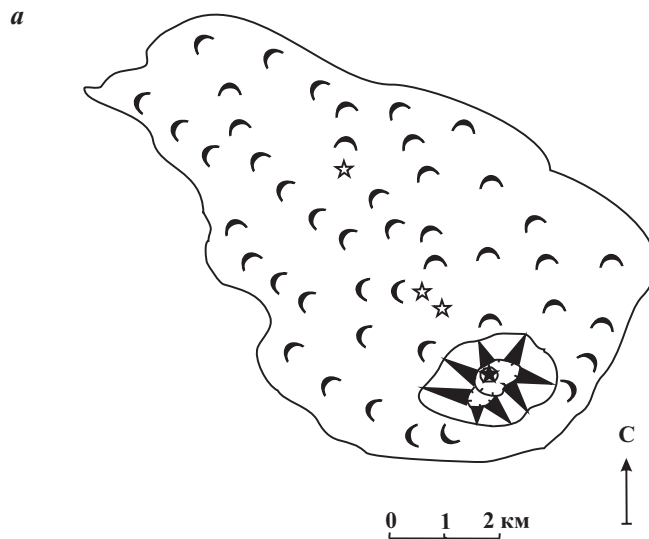


Рис. 4. Конуса Ныльгимелкин и их лавовое поле: *а* – в плане (показаны сложнопостроенные конусы и боки на лавовом потоке); *б* – шлаковые конусы (вид с запада).

около 1400 м, максимальная высота постройки 1621 м. Таким образом, относительная высота шлаковых конусов – около 200 м, а площадь основания около 3.5 км², что позволяет рассчитать объем пироклаستيку, принимавшей участие в формировании конусов – около 0.3-0.4 км³. При том, что на поверхности потоков в основании перекрывающего ППЧ отмечаются горизонты шлаков, большая часть пирокластического материала, по-видимому, извергалась до излияния лав. Тефра этого извержения встречена в разрезах г. Хайлюля и окрестностях вулкана Спокойный на расстоянии до 50 км от эруптив-

ного центра. Предположительно объем тефры мог составить около 1 км³. Таким образом, суммарный объем изверженного материала вулканического центра Ныльгимелкин, по самым скромным оценкам, мог составить 2.5-3.5 км³.

Вулкан Спокойный (58° 08' с.ш., 160° 49' в.д., 2170.6 м) расположен на водоразделе рек Лево́й Начики и Кутиной, в 170 км к северо-северо-западу от Шивелуча (рис. 1). Это крупный стратовулкан с довольно хорошо сохранившимися лавовыми потоками, которые видны на его южных склонах (рис. 5а). Северные склоны закрыты мощным ледником. Вулкан венчает

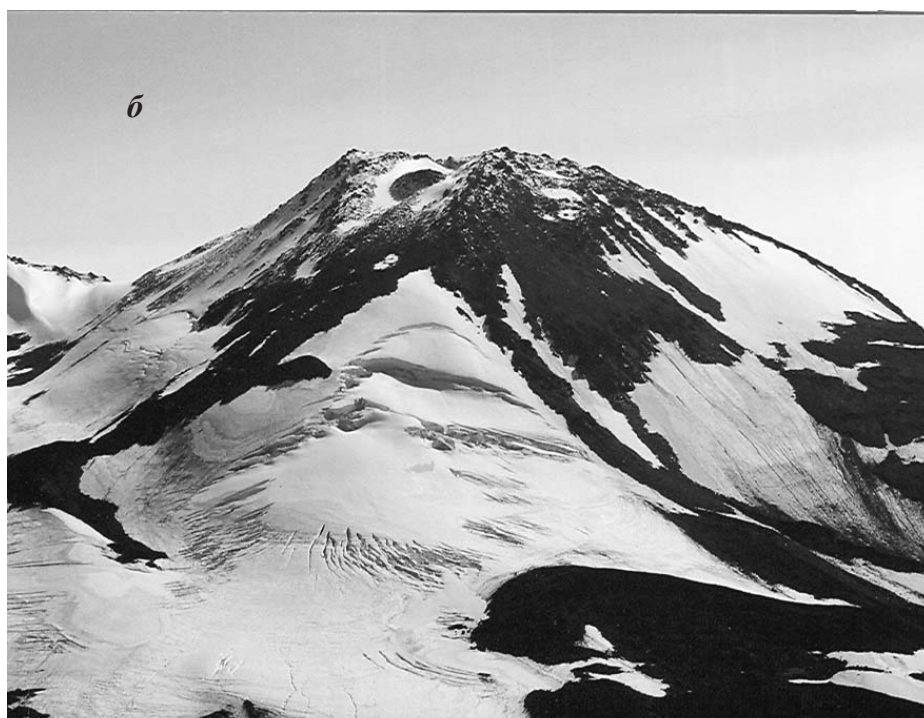


Рис. 5. Вулкан Спокойный, аэрофотоснимок (а). Шлаковый конус Икс, вид с юго-запада (б).

лавово-пирокластический конус с прекрасно выраженным кратером. Голоценовые отложения вулкана представлены вулканическим песком и гравием пемзы. Они были зафиксированы в разрезах ППЧ вблизи лавового потока Тобельцен, в верховьях р. Начики (восточная периферия вулкана), а также в виде тонкого пепла дальнего разноса в торфяниках г. Хайлюля. Были ли в голоцене у вулкана лавовые или пирокластические потоки, выяснить не удалось в связи с невозможностью проведения работ на таких больших высотах. Суммарный объем голоценовой пирокластики вулкана Спокойный крайне мал ($< 0.01 \text{ км}^3$).

В приосевой части хребта, в 4 км к северо-западу от вулкана Спокойный, расположена безымянная вершина с высотой 2127.5 м, которую мы назвали *конусом Икс* (рис. 1). Это небольшой шлаковый конус ($58^\circ 10' \text{ с.ш.}, 160^\circ 48' \text{ в.д.}$) с лавовым потоком. К большому сожалению, нам не удалось детально изучить это образование. Голоценовый возраст конуса Икс определялся наличием «лишнего» шлака в ППЧ верховьев р. Воямполки, Кутины, Начики, а также в торфяниках г. Хайлюля. Методом непрерывного прослеживания шлаки Тобельцена и Ныльгимелкина удалось однозначно привязать к их эруптивным центрам. Максимальная мощность и зернистость «лишних» шлаковых песков была обнаружена в верховьях р. Кутины на широте конуса Икс. Морфология конуса не противоречит предположению о его голоценовом возрасте (рис. 5б). Объем изверженных пород вряд ли превосходит таковой для Тобельцена.

Самым северным среди изученных голоценовых моногенных центров Срединного хребта и всей Камчатки является *конус Тобельцен* ($58^\circ 15' \text{ с.ш.}, 160^\circ 44' \text{ в.д.}, 831.8 \text{ м}$) и связанный с ним лавовый поток, вложенный в долину р. Воямполки. Шлаковый конус расположен в 15 км к северо-северо-западу от вулкана Спокойный и в 180 км — от вулкана Шивелуч (рис. 1, 6а, 6б).

Протяженность лавового потока составляет 4 км при максимальной ширине 1.5 км. Таким образом, площадь потока — около 4 км^2 . Лава фиксируется с высоты около 650–700 м, а в прифронтальной части спускается до высоты 460 м. Объем лав не превышает 0.1 км^3 . Округлый в плане шлаковый конус имеет диаметр 0.8 км и относительное превышение около 200 м; объем шлакового конуса вряд ли превышает 0.05 км^3 , и тем не менее тефра этого извержения зафиксирована в разрезах г. Хайлюля на расстоянии 50 км от эруптивного центра. Предположительно суммарный объем составляет изверженных пород $0.15\text{--}0.25 \text{ км}^3$. Юго-западный борт конуса разрушен вытекавшим лавовым потоком. Рельеф лавового потока полностью сохранил свои очер-

тания. Прекрасно видны различные порции лав, а также продольные и поперечные валы течения. Это средне- и крупноглыбовый поток, перепады высот на поверхности потока достигают 5 м. Лавовые гривы заросли кедровым стлаником, а на полянах, выполненных мелкоземом, есть уже луговые поляны с молодым ольховым и березовым лесом.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ППЧ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Для определения возраста отдельных вулканических построек была применена классическая методика комплексного тефрохронологического и радиоуглеродного исследования ППЧ (Брайцева и др., 1978). Разрезы изучались как на поверхности лавовых потоков, так и на более древних поверхностях и вблизи, и на удалении от исследуемых вулканических центров. Для идентификации маркирующих прослоев пеплов, в том числе принадлежащих вулкану Шивелуч, был применен метод непрерывного прослеживания пеплов, для чего были проложены несколько профилей (рис. 7–9). Началом профилей выбраны разрезы северного подножия вулкана Шивелуч, доизученные в 2004–2007 гг., поскольку, как было сказано выше, голоценовая эруптивная история Шивелуча реконструирована весьма детально (Ponomareva et al., 2007) и пеплы его извержений, для которых определен возраст, использовались в данной работе как маркирующие прослои и геохронологические реперы.

На рис. 1 показано местоположение опорных разрезов, используемых в данной работе. Преимущественно это сводные разрезы для локальных территорий, на которых проводились детальные работы. Иногда это разрезы частные, например разрезы 2, 5 и 10 представляют собой торфяники — не только идеальные «ловушки» для выпадавших пеплов, но и богатейший материал для детального радиоуглеродного исследования. Частные же разрезы 14–17, при полном отсутствии органического вещества для прямого датирования, позволяют проследить последовательное изменение, вплоть до выклинивания, единичных горизонтов вулканических пеплов. Следует отметить, что отдельно взятый частный разрез не всегда в полной мере характеризует историю выпадения пеплов в этом районе: по тем или иным причинам могут быть нарушения в непрерывности осадконакопления, а также может сильно варьировать мощность единичного горизонта. Именно поэтому предпочтительнее использовать сводные разрезы, составленные при корреляции 10–20 точек наблюдения. В связи с большим количеством

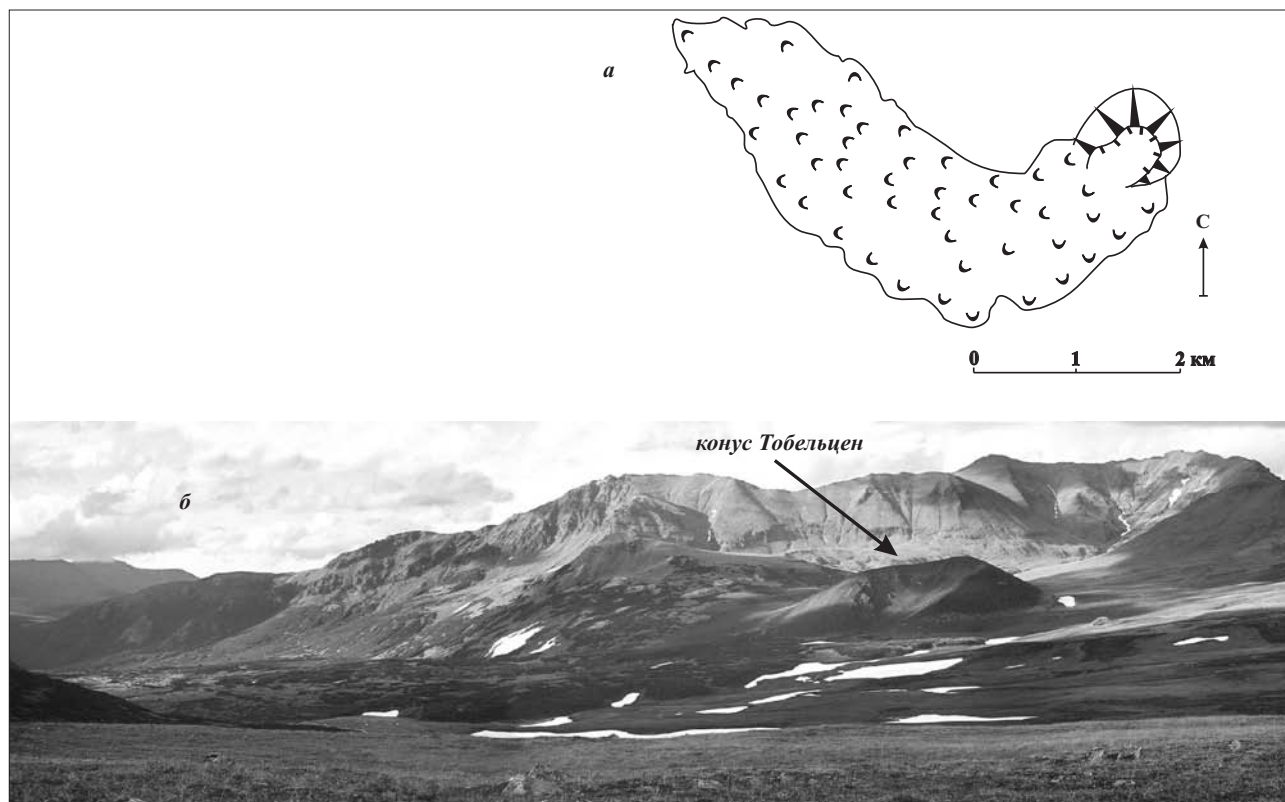


Рис. 6. Конус Тобельцен и его лавовый поток: *а* – в плане, *б* – шлаковый конус и лавовый поток, вид с юго-востока.

пеплов вулкана Шивелуч, которые обсуждаются в работе, далее в тексте они обозначаются буквой «Ш» и цифрами принятого для них округленного радиоуглеродного возраста (например, Ш1500) согласно данным (Ропотаева et al., 2007). На рис. 7-9 те же пеплы маркируются только значением возраста (например, 1500).

Анализ разрезов 3-5, 7-9, 12, 14-19, подошва которых представлена ледниковыми или водно-ледниковыми отложениями, свидетельствует о том, что на территории СВК голоценовые ППЧ начали формироваться 9000-10000 ^{14}C л.н. Такие разрезы далее упоминаются как полные голоценовые. Наряду с ними в работе использованы и сокращенные разрезы, начавшие формироваться на речных террасах в среднем голоцене (разрезы 10-11 на рис. 8). На р. Поперечной (разрез 10) отложения террасы через небольшой горизонт торфа перекрываются пеплом Ш3700, поэтому, с учетом времени зарастания новообразованной поверхности, эпизод террасообразования можно датировать около 3800 ^{14}C лет. На р. Еловке ниже устья руч. Киненин мы обнаружили восьми метровую террасу (разрез 11). Нижний пепел в сформированном на ее поверхности ППЧ Ш4700, и его еще подстилают 6 см торфа, т. е. терраса вряд ли моложе 4800 ^{14}C лет. Ниже по течению реки в разрезе 2 (рис. 7а) под пеплом Ш4700 зафиксирован горизонт типа паводковых отложений, который

может быть синхронен образованию террасы разреза 11. В разрезе 2 между пеплом Ш4700 и горизонтом паводковых отложений получены даты 4950 ± 40 и 4920 ± 40 . Таким образом, если допустить синхронность обсуждаемых событий, то возраст образования террасы может быть около 4900 ^{14}C лет. Весьма вероятно, что обе эти террасы имеют сеismo-тектоническое происхождение.

Необходимость использования профилей была вызвана и тем, что только при такой работе удалось «развести» ареалы пеплопадов близких по возрасту извержений вулкана Шивелуч (например, пеплы Ш1500 и Ш1750), которые на удалении от эруптивного центра использовались как геохронологические реперы, позволившие уточнить возраст моногенных вулканических образований СВК (рис. 7а, 7б, 8). К сожалению, радиоуглеродное датирование не всегда справляется с этой проблемой.

Прослеживание отдельно взятых горизонтов пеплов по северо-западному профилю (рис. 7а, 7б) показывает, что при приближении к Срединному хребту может возникать эффект вторичного завышения мощностей (например, для пеплов Ш3700 и Ш5600), вызванного уменьшением скорости движения пеплового облака при подходе к значительной орографической преграде.

Как показали наши работы, далеко не всегда только мощные горизонты пирокластики на подошви вулкана могут превращаться на удалении

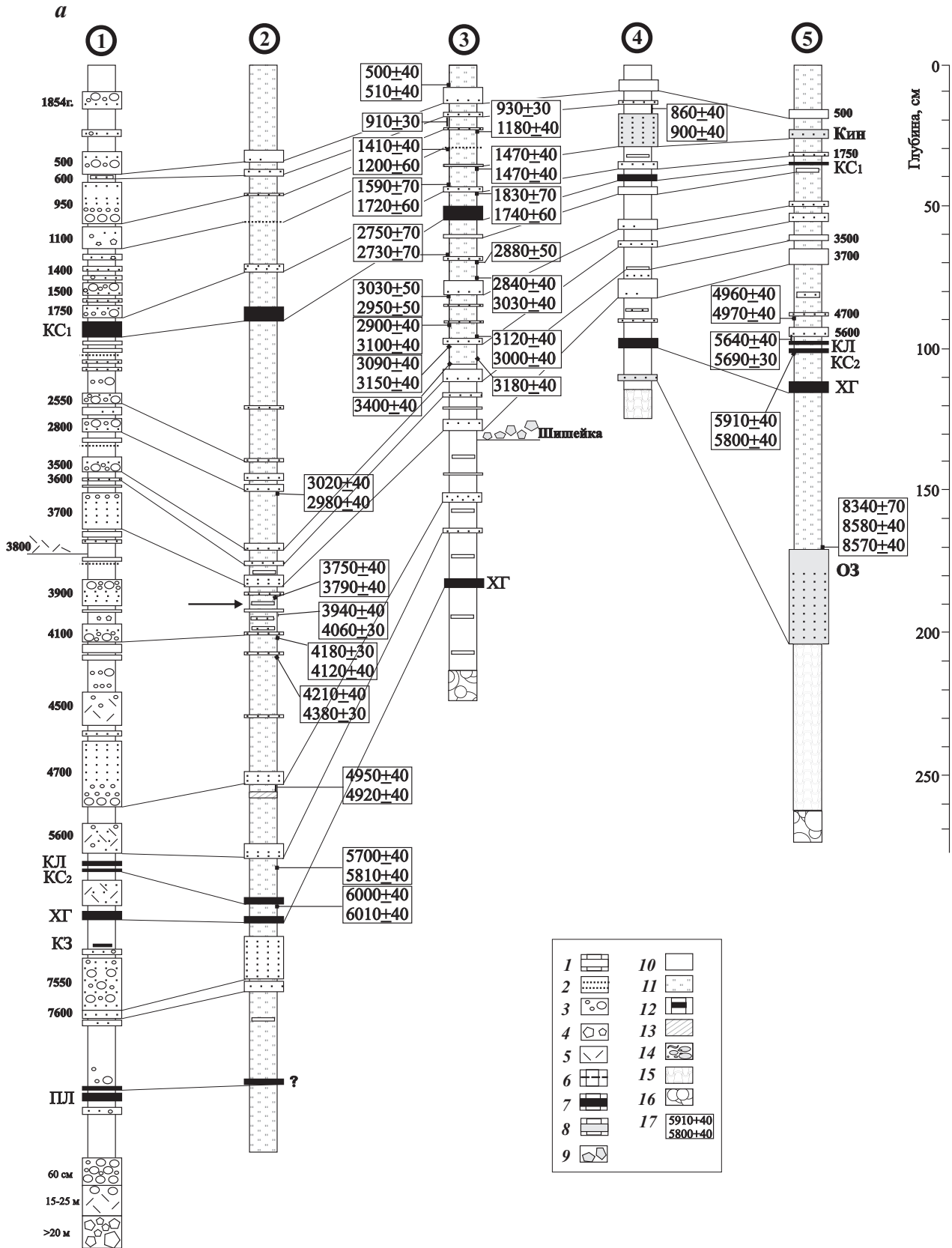


Рис. 7а. Разрезы ППЧ северо-западного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч. 1 – вулкан Шивелуч, ручей I Ледниковый, сводный; 2 – р. Еловка ниже устья р. Кунхилок, торфяник; 3 – р. Шийей вблизи лавового потока Шийейка, сводный; 4 – верховья ручья Киненин вблизи одноименного маара, сводный; 5 – р. Еловка выше устья ручья Кедрового, торфяник. Описание условных обозначений см. на рис. 7б.

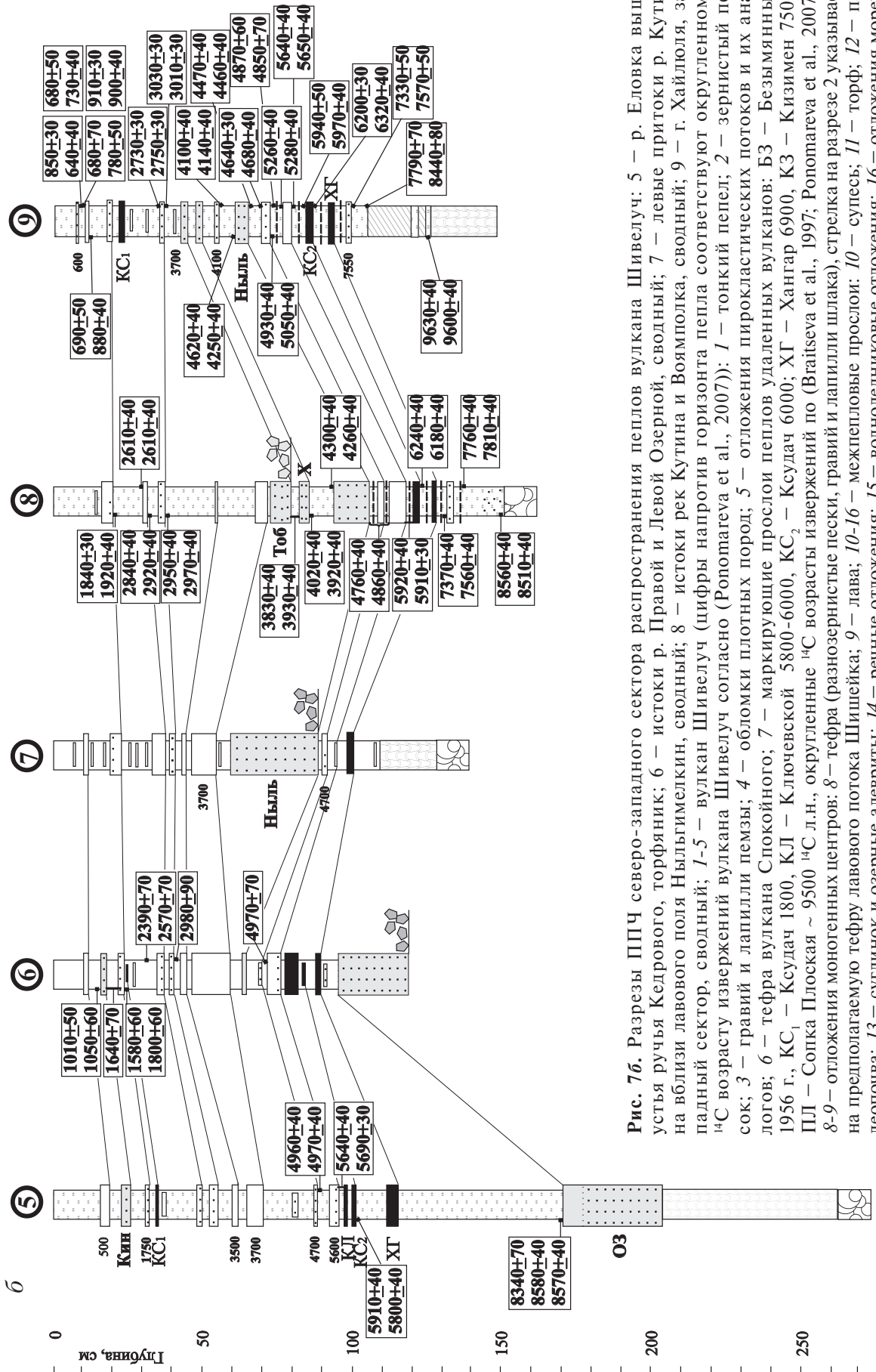


Рис. 76. Разрезы ППЧ северо-западного сектора распространения пеллов вулкана Шивелуч: 5 – р. Еловка выше устья ручья Кедрового, торфяник; 6 – истоки р. Правой илевой Озерной, сводный; 7 – левые притоки р. Кути-на вблизи лавового поля Нильгемелкин, сводный; 8 – истоки рек Кутина и Воямполка, сводный; 9 – г. Хайлуля, западный сектор, сводный; 1-5 – вулкан Шивелуч (цифры напротив горизонт пепла соответствуют округленному ¹⁴C возрасту извержений вулкана Шивелуч согласно (Ropotaeva et al., 2007)): 1 – тонкий пепел; 2 – зернистый пепел; 3 – гравий и лапилли пемзы; 4 – обломки плотных пород; 5 – отложения пирокластических потоков и их аналогов; 6 – тephра вулкана Спокойного; 7 – маркирующие прослой пеллов удаленных вулканов: БЗ – Безымянный 1956 г., КС₁ – Ксуада 1800, КЛ – Ключевской 5800-6000, КС₂ – Ксуада 6000; ХГ – Хангар 6900, КЗ – Кизимен 7500, ПЛ – Сопка Плоская ~ 9500 ¹⁴C л.н., округленные ¹⁴C возрасты извержений по (Braitseva et al., 1997; Ropotaeva et al., 2007); 8-9 – отложения моногенных центров: 8 – тephра (разнозернистые пески, гравий и лапилли шлака), стрелка на разрезе 2 указывает на предполагаемую тephру лавового потока Шишейка; 9 – лава; 10-16 – межпелловые прослой: 10 – супесь; 11 – торф; 12 – па-леопочва; 13 – суглинок и озерные алевроиты; 14 – речные отложения; 15 – водноледниковые отложения; 16 – отложения морен; 17 – радиоуглеродные даты согласно табл. 1. Используемые сокращения: Кин – маар Кининин; ОЗ – Озерновский поток; Ниль – конусы Нильгемелкин; Тоб – конус Тобельден; Х – конус Икс; Южный и Северный – соответственно южный и северный цен-тры излияний лавовых потоков Близицы. условные обозначения приведены на рис. 7а.

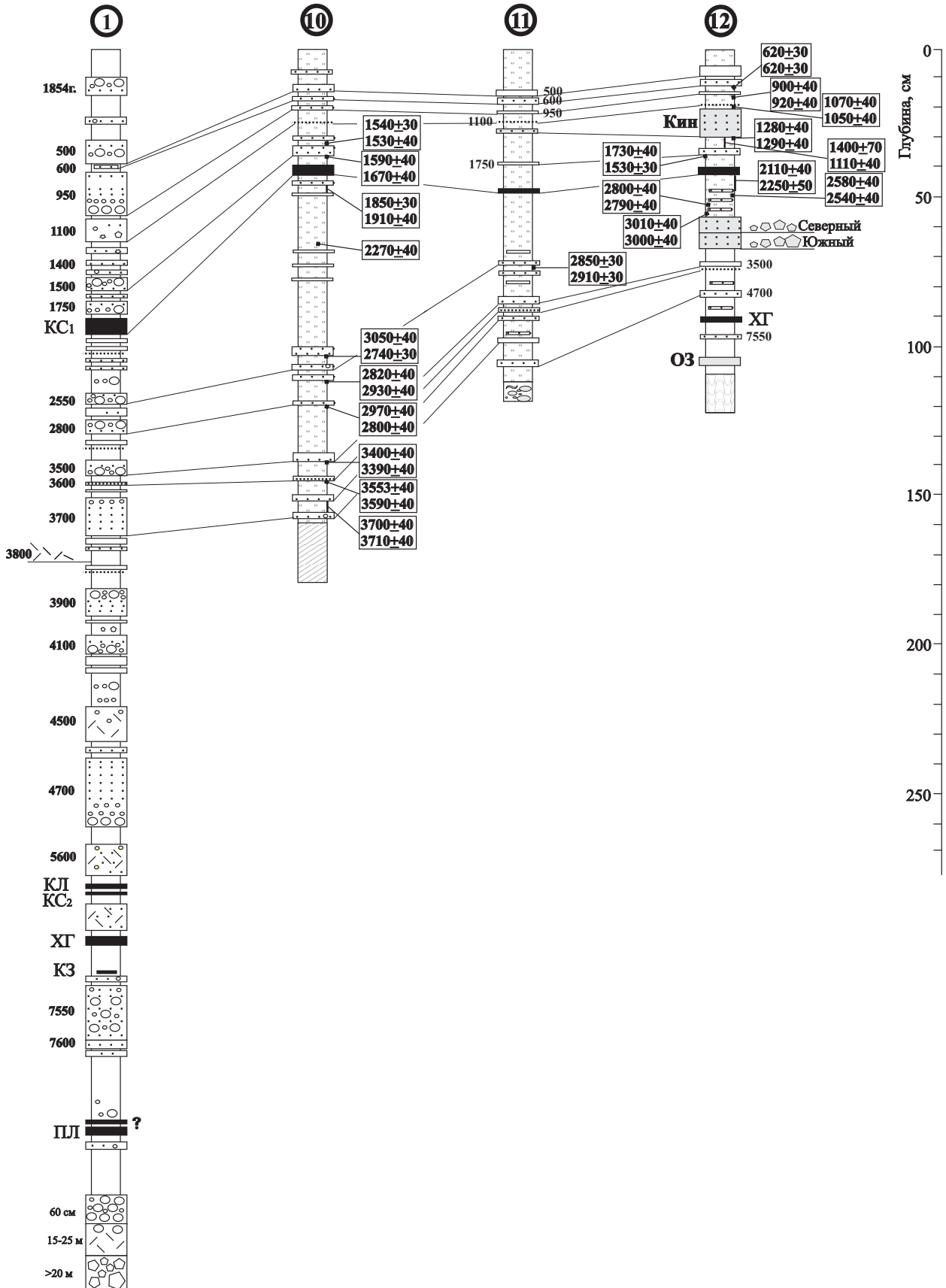


Рис. 8. Разрезы ППЧ северного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч: 10 – р. Поперечная, торфяник; 11 – р. Еловка ниже устья ручья Киненин, торфяник; 12 – окрестности лавовых потоков Близнцы, сводный. Условные обозначения и сокращения см. на рис. 7а.

в маркирующие прослои. Так, например, весьма слабое извержение Ш600, лучше всего зафиксированное на подножии вулкана в ППЧ II Ледникового ручья (разрез 13) и не вошедшее в общую эруптивную летопись Шивелуча (Ponomareva et al., 2007), дает прекрасный, обладающий яркими характерными особенностями маркирующий горизонт на расстоянии до 160 км к северу и северо-востоку от вулкана (рис. 7б, разрез 9; рис. 8, разрезы 10-12; рис. 9б, разрез 19).

На северо-восточном профиле (рис. 9а, 9б) видно, что в кровле разрезов появляется транзитный пепел БЗ извержения вулкана Безымянного 1956 г., хотя в северных и северо-западных секторах этого пепла нет. В разрезах 13-18 прекрасно выражен пепел вулкана Шивелуч с возрастом 2200 ¹⁴С лет, которого нет в других разрезах. Это свидетельствует о том, что профиль пересекает узкие ареалы распространения этих пеплов.

В отличие от пеплов вулкана Шивелуч пеплы удаленных источников: вулканов Безымянного (БЗ), Ксудач (КС), Ключевского (КЛ), Хангар (ХГ), Кизимен (КЗ), Сопок Плоских (ПЛ) и раннеголоценового пепла неизвестного источника (?) – представлены уже довольно тонким (в гранулометрическом отношении) материалом и имеют малую изменчивость в мощности. Обычно они обладают характерными особенностями цвета. Это позволяет довольно уверенно идентифицировать их среди других пепловых прослоев в ППЧ и еще в поле проводить первичное стратиграфическое расчленение разрезов. На рис. 7-9 эти пеплы обозначаются только индексом (например, ХГ), а в тексте индексом и округленным возрастом (например, ХГ6900). Возраст маркирующих пеплов определялся по (Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2007). Изучения особенностей вещественного состава позволили в том числе идентифицировать на территории СВК горизонт КС₂ (Kule et al., 2010).

ВОЗРАСТ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Шишейка. Сводный разрез ППЧ вблизи лавового потока Шишейка имеет полный голоценовый возраст и подстилается мореной (рис. 7а, разрез 3). Нижний хорошо идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению вулкана Хангар (~ 6900 ¹⁴С лет). К северо-западу от потока пирокластических отложений, ассоциированных с ним, уверенно установить не удалось. В разрезах на поверхности лавового потока самым древним прослоем тефры оказался пепел вулкана Шивелуч с возрастом 3700 ¹⁴С лет. Поскольку в полных голоценовых разрезах ниже пепла Ш3700 уверенно прослежен только

пепел Ш4700, то образование лавового потока могло происходить в интервале 4700-3700 ¹⁴С л.н. Учитывая небольшую мощность супеси, подстилающую пепел Ш3700 в разрезах на лавовом потоке, а также наличие в разрезе 2 (рис. 7а) маломощного прослоя «дробленки» плотных светло-серых пород (предположительно тефра Шишейки), над которым получены даты 3750 ± 40 и 3790 ± 40, а несколькими сантиметрами ниже имеются даты 3940 ± 40 и 4060 ± 30, возраст извержения можно принять около 3800 ¹⁴С лет.

Киненин. Сводный разрез ППЧ вблизи маара Киненин имеет полный голоценовый возраст и подстилается водно-ледниковыми отложениями (рис. 7а, разрез 4). Нижний хорошо идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению Озерновского потока (см. ниже). Тефра маара также встречена в разрезах 5, 6, 11, 12, 18, 19 (рис. 7б, 8, 9б). В разрезах 3, 11, 12 и 18 тефра маара перекрыта пеплом фреатического извержения вулкана Шивелуч, для которого В.В. Пономарева приводит даты около 1100 ¹⁴С лет (Ponomareva et al., 2007). В разрезах 18 и 19 ниже тефры маара зафиксирован маломощный горизонт тефры Шивелуча с возрастом около 1500 ¹⁴С лет. Таким образом, извержение маара могло происходить 1500-1100 ¹⁴С л.н.

При радиоуглеродном датировании тефры маара Киненин получены даты, представленные в табл. 2, в которой показано, что разброс дат очень велик. Учитывая особенности датируемого материала, поведение массивов дат по отдельным разрезам с последовательным отбором образцов, а также стратиграфический интервал 1500-1100 ¹⁴С лет, определенный по маркирующим прослоям пеплов, наиболее вероятный возраст извержения маара Киненин может быть около 1300 ¹⁴С лет.

Близнецы. Сводный разрез ППЧ вблизи лавовых потоков Близнецы имеет полный голоценовый возраст и подстилается водно-ледниковыми отложениями (рис. 8, разрез 12). Нижний хорошо идентифицируемый прослой пепла связан с извержением шлакового конуса Озерновского потока. Тефра Близнецов представлена пачкой сложностратифицированных отложений фреатомагматических эксплозий: обычно это шлаки, шлаковидные обломки и дробленые плотные породы в тонком липком заполнителе сероватых, зеленоватых и охристых тонов. В полных голоценовых разрезах тефра Близнецов занимает стратиграфический интервал между пеплами вулкана Шивелуч с возрастными 2800 и 3500 ¹⁴С л.н. На поверхности лавовых потоков отчетливо фиксируется пепел КС₁ (1800 ¹⁴С лет), который залегают на лавах со значительным перерывом.

Лавовые потоки расположены в просторной, довольно плоской долине, днище которой в настоящее время представлено кочкарниковыми тундрами с очень большим количеством озер и

ПЕВЗНЕР

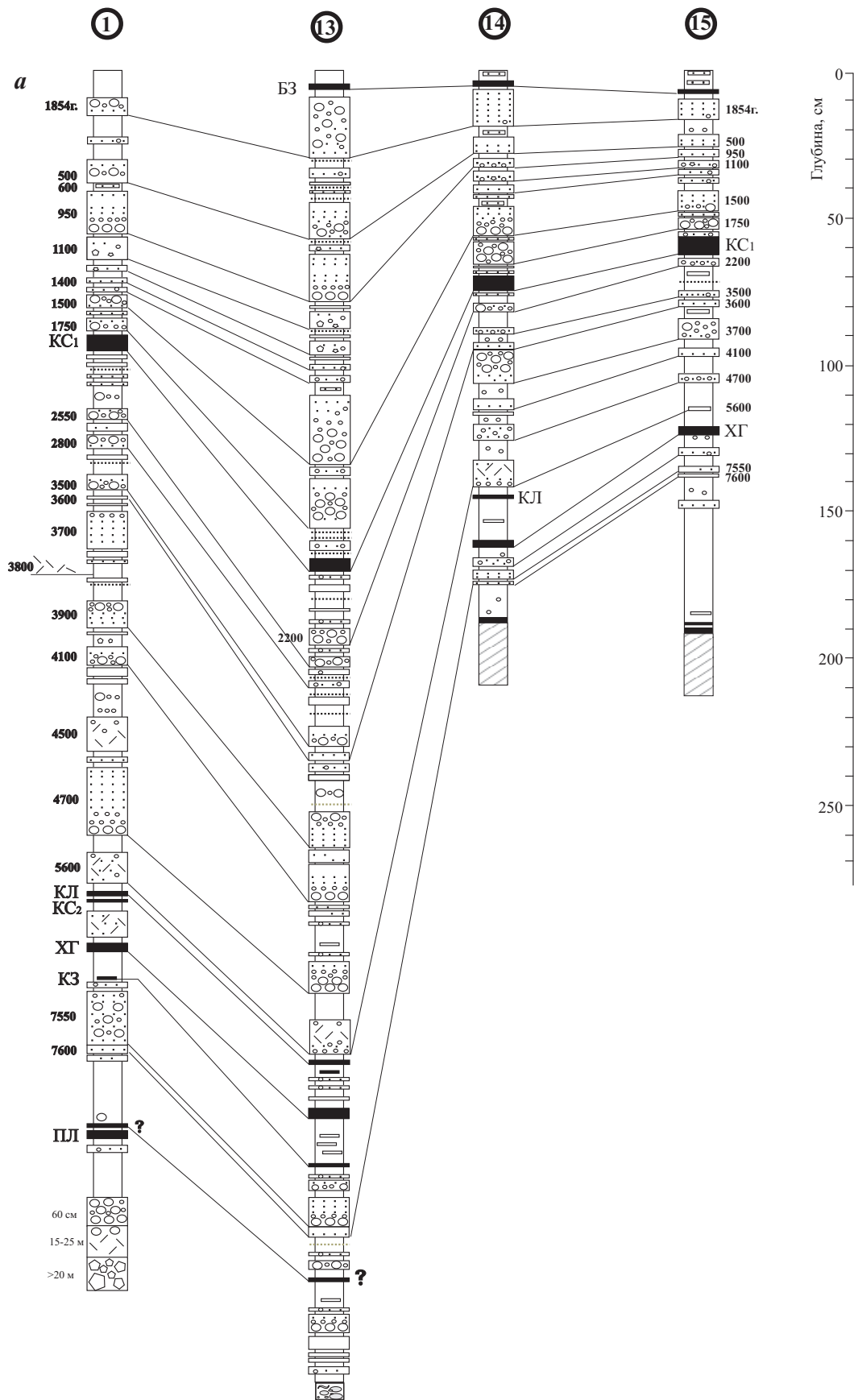


Рис. 9а. Разрезы ППЧ северо-восточного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч: 13 – вулкан Шивелуч, ручей П Ледниковый, сводный; 14 – р. Маимля; 15 – ручей Увальный. Условные обозначения и их описание см. на рис. 7.



Рис. 9б. Разрезы ППЧ северо-восточного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч: 15 – ручей Увальный; 16 – ручей Пиктус; 17 – р. Надгорная; 18 – истоки р. Правый Кротон, сводный; 19 – г. Начикинская, юго-восточный сектор, сводный. Условные обозначения и их описание см. на рис. 7.

Таблица 2. Радиоуглеродные даты, полученные для определения возраста извержения маара Киненин.

Положение образца	^{14}C дата	№ лабор.	Разрез	Материал
Над тефрой	860±40 900±40	ГИН-12502	4	торф
	1010±50 1050±60	ГИН-12939	6	супесь
	1070±40 1050±40	ГИН-12505	12	торф
	1200±60 1410±40	ГИН-12965	3	торф
Под тефрой	850±100 1170±30	ГИН-13968	18	торф омоложен
	980±50 1100±30	ГИН-13967	18	торф омоложен
	1280±40 1290±40	ГИН-12506	12	торф
	1400±40 1110±40	ГИН-12511	12	почва супесчаная
	1470±40 1470±40	ГИН-12966	3	торф
	1640±70	ГИН-12940	6	супесь

болот. Надо думать, что во время излияния лав природная ситуация была аналогичной. Лавовый поток Северный в процессе своего движения словно бульдозером сгребал озерные алевриты из подстилающих отложений. В результате этого процесса вблизи фронта потока образовались новые высокие террасовидные поверхности, сложенные мощными «смятыми» алевритами. Эти отложения можно рассматривать как ассоциированные с извержением. Впоследствии на алевритах, служащих отличным водоупором, начали образовываться новые озера и болота. В нижних частях этих молодых торфяников ниже пепла K_1 были встречены три маломощных прослоя пемзовой тефры, которые фрагментарно встречались в разрезах и на лавовых потоках. Возраст подошвы торфа оценивается датами 3010 ± 40 и 3000 ± 40 . С учетом времени для зарастания новообразованной поверхности это может свидетельствовать о следующем: лавовые потоки Близницы образовались около $3100\text{--}3200$ ^{14}C л.н., что не противоречит положению тефры извержений выше пепла Ш3500.

Озерновский. Сводный разрез ППЧ вблизи Озерновского лавового потока имеет полный голоценовый возраст и подстилается водноледниковыми отложениями и мореной (рис. 7б, разрез 5). Нижний прослой пепла принадлежит извержению шлакового конуса Озерновского потока. Над пеплом получены даты 8340 ± 70 , 8580 ± 40 и 8570 ± 40 , которые определяют верхний возможный предел возраста извержения. 40-сантиметровый (в погребенном состоянии) горизонт тефры, отложившийся на большой площади, да еще в раннеголоценовое время, должен был зарастать со значительным запаз-

дыванием. Учитывая наши данные о возрасте начала органогенного накопления в полных голоценовых разрезах восточных предгорий более южных участков Срединного хребта (Певзнер и др., 2006), можно предполагать, что в случае отсутствия пепла Озерновского потока, торф начал бы образовываться в этом месте не ранее 9400 ^{14}C л.н. Таким образом, извержение Озерновского потока могло произойти в интервале времени $9400\text{--}8600$ ^{14}C лет. Существенно более северное местоположение обсуждаемого разреза и запаздывание зарастания в раннем голоцене довольно мощных отложений шлаков, позволяют предположить, что извержение произошло в интервале $9300\text{--}8800$ ^{14}C л.н. Лавы Озерновского потока (рис. 7б, разрез 6) перекрыты ППЧ, в основании которого присутствует тефра его шлакового конуса.

Ныльгимелкин. Сводный разрез ППЧ вблизи лавовых потоков Ныльгимелкин имеет полный голоценовый возраст и подстилается водноледниковыми отложениями и мореной (рис. 7б, разрез 7). Нижний, уверенно идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению вулкана Хангар 6900 ^{14}C л.н. Тефра шлаковых конусов представлена пачкой сложностратифицированных шлаков и в разрезах расположена между пеплами вулкана Шивелуч с возрастом 3700 и 4700 ^{14}C лет, но больше тяготеет к нижнему из них. В основании разрезов на лавовых потоках отчетливо фиксируется пепел Ш3700. Тефра данного извержения была встречена в ППЧ окрестностей вулкана Спокойный и г. Хайлюля (рис. 7б, разрезы 8, 9). При радиоуглеродном датировании тефры конусов Ныльгимелкин получены даты, представленные в табл. 3.

Таблица 3. Радиоуглеродные даты, полученные для определения возраста извержения Ныльгимелкин.

Положение образца	¹⁴ C дата	№ лабор.	Разрез	Материал
Над тефрой	4300±40 4260±40	ГИН-13404	8	торф
	4620±40 4250±40	ГИН-13725	9	торф
Под тефрой	4470±40 4460±40	ГИН-13748	9	торф
	4640±30 4680±40	ГИН-13726	9	торф
	4760±40 4860±40	ГИН-13405	8	торф

Наиболее древняя дата над тефрой составляет около 4600 ¹⁴C лет, наиболее молодая под ней около 4500 ¹⁴C лет. Учитывая возможный эффект омоложения дат по торфам (Zaretskaya et al., 2007), образование шлаковых конусов и лавовых потоков Ныльгимелкин представляется наиболее вероятным около 4600 ¹⁴C л.н. Однако нельзя исключить и более молодой возраст события, поэтому извержение Ныльгимелкин мы датировем 4500–4600 ¹⁴C л.н.

Тобельцен и конус Икс. Сводный разрез ППЧ вблизи лавового потока Тобельцен имеет полный голоценовый возраст и залегает на морене и (или) плейстоценовых лавах (рис. 7б, разрез 8). Нижний уверенно идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению вулкана Шивелуч с возрастом 7550 ¹⁴C л.н. Тефра шлаковых конусов Икс и Тобельцен представлена пачками шлаков с примесью обломков плотных пород и в разрезах расположена между пеплом вулкана Шивелуч с возрастом 3700 и шлаковым песком Ныльги-мелкин 4500–4600 ¹⁴C л.н. Между тефрами Тобельцена и конуса Икс получены даты 3830 ± 40 и 3930 ± 40. Под тефрой конуса Икс имеются даты 4020 ± 40 и 3930 ± 40. В торфяниках у г. Хайлюля ниже тефры конуса Икс зафиксирован маломощный прослой пепла вулкана Шивелуч с возрастом около 4100 ¹⁴C лет. На основании перечисленного возраст шлакового конуса и лавового потока Тобельцен может быть оценен около 3800 ¹⁴C лет, а конуса Икс около 3900 ¹⁴C лет.

Спокойный. В качестве сводного разреза ППЧ для вулкана Спокойный можно использовать только что рассмотренный разрез 8 на рис. 7б. На западном и восточном подножиях вулкана, а также в торфяниках у г. Хайлюля (рис. 7б, разрез 9) в нижних частях разрезов ППЧ были встречены 6 маломощных горизонтов тефры, представленной разнозернистым вулканическим песком до мелкого гравия пемзы светло-палевого цвета. Последовательное прослеживание пеплов вулкана Шивелуч (рис. 7а, 7б, 8) показывает, что в данных возрастных интервалах отсутствуют неидентифицированные пеплы Шивелуча.

Кроме того, химический анализ пемзы одного из этих горизонтов не соответствует таковому для пирокластики вулкана Шивелуч. Особенности обсуждаемого материала свидетельствуют в пользу того, что он принадлежит местному стратовулкану. В этом районе Срединного хребта лучшую морфологическую сохранность и прекрасно выраженный вершинный кратер имеет только вулкан Спокойный. В связи с этим обнаруженные горизонты тефры мы связываем с его деятельностью.

Самое раннее извержение вулкана Спокойный фиксируется ниже пепла Ш7550. Под пеплом Спокойного получены даты 7760 ± 40 и 7810 ± 40, что позволяет принять его возраст около 7800 ¹⁴C л.н. Второе извержение – между пеплом ХГ6900 и Ш7550, под тефрой даты 7370±40 и 7560 ± 40; возраст извержения – около 7300 ¹⁴C л.н. Третье извержение – между пеплами КС₂6000 и ХГ6900; над тефрой получены даты 6200 ± 30 и 6320 ± 40, 6180 ± 40 и 6240 ± 40; возраст извержения около 6300 ¹⁴C л.н. Четвертое – между пеплами Ш5600 и КС₂6000; над тефрой получены даты 5640±40 и 5650±40, под тефрой 5940±50 и 5970±40; возраст извержения 5700–5900 ¹⁴C л.н. Пятое – между пеплами Ш4700 и Ш5600; над тефрой даты 4850 ± 70 и 4870 ± 60, под тефрой 5260 ± 40 и 5280 ± 40; возраст извержения 4900–5300. Последнее шестое извержение зафиксировано под шлаками Ныльгимелкина 4500–4600 и над пеплом Ш4700; прямых радиоуглеродных дат нет. Таким образом последнее извержение вулкана Спокойного произошло около 4600–4650 ¹⁴C л.н. Учитывая, что максимальная продолжительность периода покоя для действующих вулканов Камчатки составляет 3000–3500 лет (Мелекесцев и др., 2001), вулкан Спокойный следует считать потухшим.

ДОГОЛОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В силу особенностей используемой методики датировать отдельные объекты мы можем только в том случае, если они образовались в

последледниковое время. Более древние рыхлые отложения, в которых отлагались пирокластические и органогенные горизонты, на данной территории уничтожены последним оледенением. Поэтому для объектов доледникового времени мы можем констатировать только отсутствие активности в голоцене. Тем не менее это является немаловажной информацией для последующих исследований пространственно-временного распространения молодого вулканизма Камчатки. В работах геологов, профессионально не занимающихся датированием голоценовых вулкаников, очень большое количество вулканических центров «омолаживается»: относится к голоцену или даже историческому времени на основании только более или менее хорошей морфологической сохранности. Поэтому необходимо оговаривать и установленный доголоценовый возраст некоторых вулканических центров.

По мнению автора, на изученной территории (рис. 1) могут присутствовать не выявленные нами вулканические центры голоценового возраста, но вероятность этого близка к нулю, это доказывается отсутствием в разрезах «лишней» пирокластики, которая должна была сопровождать эти гипотетические извержения. Так, мы проводили работы в верховьях р. Правый Кротон (рис. 9б, разрез 18) с целью датирования

расположенной там группы мааров (рис. 10). Как видно на разрезе 18 в интервале последних 9000 ^{14}C лет не зафиксировано ни одного горизонта пирокластики, которая могла бы соотноситься с «местными» извержениями. Отложения раздробленных резургентных пород, которые могли быть выброшены в результате взрывов, нами зафиксированы, но они перекрыты водноледниковыми отложениями. Ювенильной пирокластики не обнаружено даже в переотложенном состоянии. На поверхности насыпных валов пяти мааров, которые нам удалось посетить, фиксируется полный голоценовый ППЧ. Внутри одного из мааров в нижней части ППЧ (ниже маркирующего прослоя Ш7600) отмечен маломощный горизонт озерных алевритов, под которым получена дата 7770 ± 140 .

В работе А.Б. Белоусова (2006) Начикинский маар, расположенный на западном подножии г. Начикинской, датируется возрастом 10000 лет (радиоуглеродных или календарных — не указано, метод определения возраста не указан). По нашим данным, в разрезе 19 (рис. 9б) между пеплом Ш7550 и мореной не зафиксировано никаких следов этого события. По устному сообщению В.В. Пономаревой, проводившей тефрохронологические исследования ППЧ в устье р. Ука и на самом Начикинском мааре, отложения этого

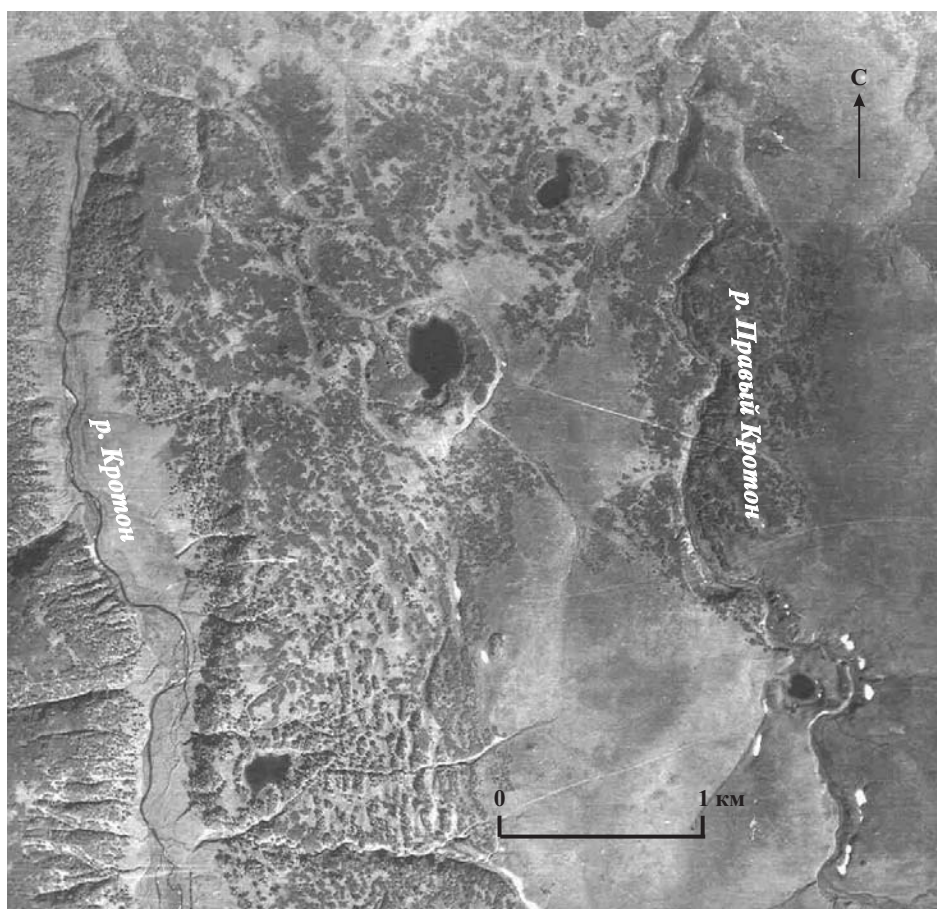


Рис. 10. Маары междуречья рек Кротон и Правый Кротон (аэрофотоснимок).

очень крупного маара в голоценовых разрезах не зафиксированы. Таким образом, при полном отсутствии данных о голоценовой активности этого вулканического центра приходится принять его доголоценовый возраст. Многочисленные конусы на склонах г. Начикинской по тем же причинам доголоценовые.

В статье (Portnyagin et al., 2005) есть упоминание о шлаковых конусах голоценового возраста в долине р. Истык (~ 15 км к юго-западу от г. Хайлюля). По нашим данным разрезы, расположенные вблизи этих конусов (рис. 7б, разрез 9), не содержат шлаков неустановленных источников. Кроме того, по результатам аэровизуального наблюдения (специально над ними пролетали на вертолете), конуса полностью заросли и не имеют выраженных кратеров. Таким образом, и конусы на склонах г. Хайлюля, и конусы на р. Истык образовались в доголоценовое время.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Голоценовые вулканисты бассейна р. Еловки и северной части Срединного хребта представлены преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами. Наиболее кислые разности (дациты) характеризуют лавовый поток Шишейка и пирокластику вулкана Спокойный (табл. 4), они относятся к умеренно-калиевым породам известково-щелочной серии, обладая островодужным типом распределения микроэлементов (низкие содержания Nb и Zr, повышенные – K, Rb, Ba, Sr). При этом породы Срединного хребта по ряду параметров отличаются от пород бассейна р. Еловки. Например, содержание TiO_2 в первых составляет 1.12-1.55, во вторых – 0.63-0.87 вес %. Кроме этого, наблюдается относительное обогащение пород Срединного хребта по высокозарядным элементам (Nb, Zr) и Y и обеднение по литофильным элементам (Sr и Rb) по сравнению с породами бассейна р. Еловки.

По данным А.Д. Бабанского и др. (2006), ювенильные базальты маара Киненин характеризуются повышенной магнезиальностью ($mg\# = 0.65-0.67$). По этой и некоторым другим геохимическим особенностям (повышенное содержание Cr, Co, Ni, V, Ba) базальты маара Киненин похожи на голоценовые магнезиальные базальты вулкана Шивелуч, имеющие возраст 3600 и 7600 ^{14}C лет (Волынец и др., 1997). Вместе с тем умеренное содержание K_2O в базальтах маара в большей степени сближает их с раннеголоценовыми (7600) базальтами вулкана Шивелуч. Однако породы маара отличаются несколько более высокими концентрациями высокозарядных элементов (Nb, Zr), чем указанные породы

вулкана Шивелуч, что может говорить об участии в генезисе магм источника, обогащенного этими элементами. Обнаруженные нами позднеголоценовые магнезиальные базальты маара Киненин приурочены к ареалу распространения магнезиальных андезитов шишейского комплекса (Q_3), выявленному в бассейнах рек Киненин и Шишей (Государственная..., 2000).

По данным (Волынец, Певзнер, 2009), молодые вулканисты северной части Срединного хребта отвечают по составу ранее изученным голоценовым вулканическим породам более южных частей Срединного хребта по содержаниям V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba, Nb и Y (Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010).

ВЫВОДЫ

Впервые геологическими и изотопно-геохимическими методами установлены, изучены и датированы многочисленные проявления голоценового вулканизма (табл. 5) в районах Камчатки с отсутствием глубинной сейсмичности и расположенных севернее Алеутского трансформного разлома. Вулканические образования приурочены к различным вулканическим зонам: северной части Срединного хребта (извержения фиксируются в раннем и среднем голоцене вблизи осевой зоны) и северной части ЦКД (только средний и поздний голоцен и компактное взаиморасположение). Самым северным вулканическим центром Срединного хребта и всей Камчатки, образовавшимся в голоцене, является шлаковый конус Тобельцен и связанный с ним лавовый поток. Конус Тобельцен расположен в 180 км к северо-западу от вулкана Шивелуч. Для фронтальной вулканической зоны северная граница голоценовой активности маркируется лавовыми потоками Ближнецы, которые расположены в 80 км к северу от вулкана Шивелуч. В пределах хребта Кумроч, полуострова Озерного, в окрестностях гор Начикинской и Хайлюля все вулканические события происходили в доголоценовое время. Таким образом, представленные результаты позволяют пересмотреть положение северной границы голоценовой вулканической активности Камчатки. Полученные нами данные не только дополняют, но и принципиально меняют представления о пространственно-временном распространении молодого вулканизма на Камчатке. Для вулканов северо-восточной Камчатки допустимо предположить наличие иного, нежели субдукция Тихоокеанской плиты, механизма магмогенерации.

Работа выполнена по оригинальным материалам 2002-2008 гг. при финансовой поддержке

Таблица 4. Содержание петрогенных (масс.%) и редких элементов (г/т) и редких элементов вулканических центров северо-восточной Камчатки.

	Шийейка				Кипенин								Близнецы													
	456/1	339/4	329/1	329/2	339/1	339/6	339/3	353/7	344/4	352/1	356/6	353/2	353/3	456/1	339/4	329/1	329/2	339/1	339/6	339/3	353/7	344/4	352/1	356/6	353/2	353/3
SiO ₂	64.67	53.92	54.21	52.89	53.87	53.73	54.69	57.86	59.05	57.89	56.51	57.01	57.31	64.67	53.92	54.21	52.89	53.87	53.73	54.69	57.86	59.05	57.89	56.51	57.01	57.31
TiO ₂	0.53	0.87	0.83	0.81	0.79	0.80	0.82	0.82	0.76	0.74	0.79	0.79	0.63	0.53	0.87	0.83	0.81	0.79	0.80	0.82	0.82	0.76	0.74	0.79	0.79	0.63
Al ₂ O ₃	16.55	17.03	16.84	17.56	17.35	17.32	17.35	18.13	17.30	17.35	18.71	18.32	17.64	16.55	17.03	16.84	17.56	17.35	17.32	17.35	18.13	17.30	17.35	18.71	18.32	17.64
Fe ₂ O ₃	4.78	4.36	8.49	8.40	8.06	8.32	3.33	2.14	2.42	2.28	2.99	3.34	2.81	4.78	4.36	8.49	8.40	8.06	8.32	3.33	2.14	2.42	2.28	2.99	3.34	2.81
FeO	—	3.16	—	—	—	—	3.94	3.70	3.89	3.71	3.63	3.24	3.89	—	3.16	—	—	—	—	3.94	3.70	3.89	3.71	3.63	3.24	3.89
MnO	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.11	0.18	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.11	0.18	0.11	0.12	0.12	0.11
MgO	1.72	8.01	6.57	6.80	6.59	6.51	7.31	4.71	4.56	5.51	4.16	4.26	3.97	1.72	8.01	6.57	6.80	6.59	6.51	7.31	4.71	4.56	5.51	4.16	4.26	3.97
CaO	5.14	7.36	7.57	7.75	7.73	7.70	6.93	7.17	6.05	6.46	7.47	6.85	7.76	5.14	7.36	7.57	7.75	7.73	7.70	6.93	7.17	6.05	6.46	7.47	6.85	7.76
Na ₂ O	4.64	4.01	4.09	4.44	4.28	4.25	4.28	3.96	4.36	4.51	4.24	4.57	4.42	4.64	4.01	4.09	4.44	4.28	4.25	4.28	3.96	4.36	4.51	4.24	4.57	4.42
K ₂ O	1.66	1.16	1.09	1.05	1.04	1.07	1.23	1.40	1.43	1.44	1.38	1.50	1.46	1.66	1.16	1.09	1.05	1.04	1.07	1.23	1.40	1.43	1.44	1.38	1.50	1.46
P ₂ O ₅	0.20	—	0.18	0.17	0.17	0.17	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	0.18	0.17	0.17	0.17	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Cr	6	235	142	147	163	131	146	91	89	95	62	26	92	6	235	142	147	163	131	146	91	89	95	62	26	92
Sc	10	26	21	22	26	16	24	18	19	22	19	22	17	10	26	21	22	26	16	24	18	19	22	19	22	17
V	68	187	146	145	143	150	170	156	151	154	128	142	156	68	187	146	145	143	150	170	156	151	154	128	142	156
Co	7	35	29	30	30	24	25	22	16	19	21	16	18	7	35	29	30	30	24	25	22	16	19	21	16	18
Ni	11	100	73	74	74	68	73	29	28	27	20	16	29	11	100	73	74	74	68	73	29	28	27	20	16	29
Cu	12	50	53	60	58	62	51	68	46	52	43	34	40	12	50	53	60	58	62	51	68	46	52	43	34	40
Zn	59	67	76	75	71	75	76	74	63	59	68	64	64	59	67	76	75	71	75	76	74	63	59	68	64	64
Rb	32	16	16	15	15	15	15	27	27	26	25	26	26	32	16	16	15	15	15	15	27	27	26	25	26	26
Sr	641	503	469	470	456	469	517	571	620	622	618	643	615	641	503	469	470	456	469	517	571	620	622	618	643	615
Y	19	21	19	21	21	20	20	19	20	18	22	21	19	19	21	19	21	21	20	20	19	20	18	22	21	19
Zr	155	126	120	121	116	119	127	129	135	135	131	136	133	155	126	120	121	116	119	127	129	135	135	131	136	133
Nb	5	5	—	—	—	—	4	5	3	4	5	4	4	5	5	—	—	—	—	4	5	3	4	5	4	4
Ba	666	367	381	377	333	323	419	505	551	527	493	536	502	666	367	381	377	333	323	419	505	551	527	493	536	502
Pb	20	9	—	—	—	—	16	12	11	13	15	9	6	20	9	—	—	—	—	16	12	11	13	15	9	6
Cl	308	413	—	—	—	—	292	336	32	198	495	289	303	308	413	—	—	—	—	292	336	32	198	495	289	303
Ga	24	20	—	—	—	—	22	20	20	19	20	19	22	24	20	—	—	—	—	22	20	20	19	20	19	22

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 4. Окончание.

	Озерновский		Ныльгимелкин						Тобельден			Конус Икс		Спокойный
	OZER-04-01	OZER-04-03	468/1	474/2	467/4	467/5	467/6	497/1	497/2	500/1	482/2	501a/5	502/1	
SiO ₂	52.00	51.80	53.29	52.24	49.39	52.03	50.84	53.08	52.78	52.03	50.41	50.17	65.55	
TiO ₂	1.34	1.35	1.12	1.21	1.45	1.39	1.43	1.43	1.32	1.21	1.54	1.55	0.51	
Al ₂ O ₃	17.00	17.10	18.53	19.12	17.77	17.62	17.09	18.16	18.66	19.16	19.56	19.58	14.88	
Fe ₂ O ₃	—	—	8.47	8.71	11.60	10.83	11.27	9.40	8.89	8.74	10.80	10.86	7.41	
FeO	8.32	8.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MnO	0.17	0.17	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.14	0.14	0.15	0.13	0.10	
MgO	5.93	6.02	4.00	4.09	6.49	5.17	6.00	4.42	4.23	4.55	5.12	5.19	1.92	
CaO	8.46	8.51	9.15	8.97	8.48	8.31	8.69	8.39	8.49	8.96	7.58	7.24	3.30	
Na ₂ O	3.75	3.80	3.83	4.05	3.62	3.37	3.48	3.47	4.03	3.68	3.56	3.92	3.32	
K ₂ O	1.17	1.24	1.09	1.11	0.66	0.73	0.69	1.15	1.13	1.06	0.83	0.92	2.94	
P ₂ O ₅	0.63	0.61	0.38	0.36	0.38	0.40	0.36	0.35	0.33	0.28	0.45	0.44	0.07	
сумма	98.77	98.98	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Cr	122	119	69	70	120	80	119	63	54	71	104	96	12	
Sc	25	28	—	—	34	27	25	—	—	—	29	20	20	
V	220	215	150	174	205	188	205	175	173	165	170	170	115	
Co	31	27	27	26	34	32	31	30	27	27	35	24	12	
Ni	70	70	32	36	57	36	50	41	39	49	58	58	27	
Cu	101	75	69	63	94	94	93	58	64	66	65	53	44	
Zn	99	97	79	94	91	95	90	89	83	81	85	79	75	
Rb	—	19	10	11	7	10	8	15	13	12	10	12	44	
Sr	616	624	496	510	552	534	516	510	507	506	511	524	313	
Y	—	28	25	26	27	27	26	25	26	23	24	25	21	
Zr	167	166	143	151	145	161	137	160	159	143	161	186	126	
Nb	—	17.1	9	9	—	—	—	11	9	8	—	—	—	
Ba	602	584	499	544	399	542	447	545	448	442	446	394	1154	
Pb	—	7.08	5	3	—	—	—	11	11	10	—	—	—	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ga	17	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Применения. Анализы, кроме лав Озерновского потока, выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН методом РФА. Шишейка: 456/1 – лава; Киненин: 339/4, 329/1, 339/6 – шлак, 329/2, 339/1 – плотные обломки в пирокластике, 339/3 – вулканическая бомба; Близнцы: Северный: 353/7 – шлак, 344/4 – бомба, 352/1 – лава с фронта; Южный: 356/6 – пирокластике, 353/2 – светло-серая лава, 353/3 – темно-серая лава; Озерновский: OZER-04-01, OZER-04-03 – лава, коллекция Т.Г. Чуриковой (Volynets et al., 2010); Ныльгимелкин: лава: 468/1 – правый бортовой вал, 474/2 – вблизи истока; гравий и лапилли шлаков: 467/4 – верхний горизонт, 467/5 – средний горизонт, 467/6 – нижний горизонт; Тобельден: 497/1 – бомба шлака, 497/2 – лавовая бомба, 500/1 – лава; Конус Икс: 482/2, 501a/5 – грубый вулканический песок шлака; Вулкан Спокойный: 502/1 – гравий пемзы извержения 4650¹⁴С.л.н.

Таблица 5. Основные характеристики голоценовых вулканических центров северо-восточной Камчатки.

Объект	Координаты вершины	Тип извержения	Площадь, км ²	Объем, км ³	Возраст, ¹⁴ C лет
Шишейка	57° 09' с.ш., 161° 05' в.д., 378,5 м	лавовый поток	5	0.5	~ 3800
Киненин	57° 21' с.ш., 160° 58' в.д., 583,4 м	маар	5	≥ 0.5	~ 1300
Близнецы	57° 21' с.ш., 161° 22' в.д., 265,0 м	лавовые потоки из близрасположенных центров	5	0.15-0.25	3100-3200
Озерновский поток	57° 35' с.ш., 160° 38' в.д., 964.5 м	лавовое поле и крупный шлаковый конус	100	3-4	9300-8800
Ныльгимелкин	57° 58' с.ш., 160° 39' в.д., 1621.0 м	лавовое поле и шлаковые конуса	60	2.5-3.5	4500-4600
Тобельцен	58° 15' с.ш., 160° 44' в.д., 831.8 м	лавовый поток и шлаковый конус	4	0.15-0.25	~ 3800
Конус Икс	58° 10' с.ш., 160° 48' в.д., 2127.5 м	лавовый поток и шлаковый конус	2-3	0.1-0.2 ?	~ 3900
Спокойный	58° 08' с.ш., 160° 49' в.д., 2170.6 м	стратовулкан	—	< 0.01 ?	4600-4650 4900-5300 5700-5900 ~ 6300 7200-7300 ~ 7800

РФФИ (гранты № 02-05-64991, 03-05-65007, 05-05-64776, 07-05-00536, 08-05-00092), а также Программ № 13, 16 фундаментальных исследований Президиума РАН. Автор выражает глубокую признательность Л.Д. Сулержицкому за всестороннюю помощь и поддержку при проведении исследований; О.А. Брайцевой, чьи работы по непрерывному прослеживанию вулканических пеплов на восточной Камчатке в данной публикации были использованы в качестве образца для подражания; а также А.Д. Бабанскому, А.О. Вольнец, Д.О. Герцеву, И.В. Мелекесцеву, В.В. Пономаревой, М.В. Портнягину, В.С. Родину, Т.Г. Чуриковой, Ф. Кайлу (Ph. Kule) и многим другим за помощь при проведении полевых работ, проведению аналитических исследований и активное обсуждение полученных материалов.

Список литературы

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
- Бабанский А.Д., Певзнер М.М., Вольнец А.О.* Петролого-геохимические и геодинамические особенности голоценового вулканизма бассейна р. Еловки (С. Камчатка) // Тез. докл. 3-го Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика», Улан-Удэ. 5-8 сентября 2006 Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. С. 512-515.
- Белоусов А.Б.* Закономерности распространения и механизм извержений мааров полуострова Камчатка // ДАН. 2006. Т. 406. С. 492-495.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др.* Тифрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 55. С. 41-54.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенений Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Проявление магнезиальных базальтов в голоценовой деятельности андезитового вулкана Шивелуч, Камчатка, Россия // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 206-221.
- Вольнец А.О., Певзнер М.М.* Состав вулканических пород северной части Срединного хребта Камчатки (результаты рентгено-

- флюоресцентного анализа) // «Вулканизм и геодинамика»: Материалы 4-го Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 302-304.
- Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 190 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-57-XXX. Объяснительная записка. СПб., 2000.
- Действующие вулканы Камчатки: в 2 ч. М.: Наука, 1991. Т. 1. 302 с.
- Дирксен О.В., Базанова Л.И., Портнягин М.В.* Хронология вулканической активности северной части Срединного хребта Камчатки (Седанкинский Дол) в голоцене // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Екатеринбург: ИЗК УРО РАН, 2003. С. 871-874.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В.* Новый подход к определению понятия «действующий вулкан» // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиД ДВО РАН, 2001. С. 191-203.
- Певзнер М.М.* Новые данные о пространственно-временном распространении голоценового моногенного вулканизма Северной Камчатки // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями в вулканических дугах / Материалы 4-ого международного совещания по Курило-Камчатской-Алеутской вулканическим дугам. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 72-76.
- Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Северной Камчатки: пространственно-временной аспект // ДАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 648-651.
- Певзнер М.М., Вольнец А.О.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный): материалы 1-го международного симп., 25-30 марта 2006 г. / Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 127-134.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д.* Голоценовые почвенно-пирокластические чехлы в Центральной Камчатской депрессии: возраст, строение, особенности осадконакопления // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 24-38.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Bailey J.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V. 47. P. 125-139.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.
- Davaille A., Lees J.M.* Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 266. P. 293-304.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 17883-17898.
- Kyle P.R., Ponomareva V.V., Schlupe R.R.* Geochemical characterization of marker tephra layers from major Holocene eruptions, Kamchatka Peninsula, Russia // Geology Review. 2010. DOI: 10.1080/00206810903442162
- Levin V., Park J., Brandon M. et al.* Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 233-265.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al.* Holocene eruptive history of Shiveluch volcano. Kamchatka Peninsula. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) «Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs», Geophysical Monograph Series. 2007. V. 172. P. 263-282.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology. 2005. V. 33. № 1. P. 25-28.
- Volynets A., Churikova T., Woerner G. et al.* Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. P. 659-687. DOI: 10.1007/s00410-009-0447-9.
- Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // Radiocarbon. V. 49. № 2. 2007. P. 1065-1078.

ПЕВЗНЕР

**THE NORTHERN BOUNDARY OF VOLCANIC ACTIVITY
OF KAMCHATKA IN HOLOCENE**

M.M. Pevzner

*Geological Institute of RAS, Moscow, 119017;
e-mail: m_pevzner@mail.ru*

The paper presents data on specified northern boundary of the Holocene volcanic activity in Kamchatka. This boundary is located 80 km to the north for the frontal volcanic zone and 180 km to the northwest from Sheveluch Volcano for the zone of the Sredinny Range. For the first time numerous evidence for the Holocene volcanic activity within the Kamchatkan zones with no deep seismicity and located to the north from the Aleutian transform fault were detected, studied and dated using geologic methods and isotope geochemistry. Radiocarbon age for the eruptions was estimated.

Keywords: Kamchatka, Holocene, volcanic activity, soil and pyroclastic cover, radiocarbon dating.