

ISSN 0002-3272



**ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА**

**М.М. Певзнер**

**ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
СРЕДИННОГО ХРЕБТА  
КАМЧАТКИ**



Российская академия наук  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences  
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



# Transactions of the Geological Institute

---

*Founded in 1932*  
Vol. 608

**M.M. Pevzner**

## **Holocene volcanism of Sredinny Range of Kamchatka**

Moscow  
GEOS  
2015

# **Труды Геологического института**

---

*Основаны в 1932 году*  
Вып. 608

**М.М. Певзнер**

## **Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки**

Москва  
ГЕОС  
2015

УДК 551.21: 1-925.18  
ББК 26.325  
Т 78

Ответственный редактор  
*М.А. Федонкин*

Редакционная коллегия:  
*М.А. Федонкин* (главный редактор), *Н.П. Чамов* (заместитель главного редактора),  
*Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *К.Е. Дегтярев*,  
*В.А. Захаров*, *В.Б. Курносов*, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:  
*А.Р. Гептнер*, *Ю.А. Костицын*

**Труды Геологического института** / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272

Т 78

**Вып. 608:** Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки / Певзнер М.М.; Отв. ред. М.А. Федонкин. — М.: ГЕОС, 2015. — 252 с.; ил.

ISBN 978-5-89118-682-8 (в пер.)

Монография посвящена проблеме пространственно-временной активизации вулканизма голоценового возраста в пределах миоцен-четвертичной вулканической зоны Срединного хребта Камчатки. Установлены закономерности вулканической активизации, элементы группирования и периодические импульсы эндогенной активности, а также их хронологическая связь с эпизодами усиления эндогенной активности Северной Пацифики. Приводятся характеристики отдельных вулканических центров и крупнейших извержений. Определение возраста извержений базируется на детальных тephрохронологических исследованиях и массовом радиоуглеродном датировании.

Для широкого круга специалистов в области геологии, геохронологии, вулканологии, петрологии, географии, геоморфологии, палеоклиматологии, экологии и геоботаники.

ББК 26.325

**Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 15-05-07004.  
Издание РФФИ не подлежит продаже**

Responsible Editor  
*M.A. Fedonkin*

Editorial Board:  
*M.A. Fedonkin* (Editor-in-Chief), *N.P. Chamov* (Deputy Editor-in-Chief),  
*Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*, *K.E. Degtyarev*,  
*V.A. Zaharov*, *V.B. Kurnosov*, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:  
*A.R. Geptner*, *Yu.A. Kostitsyn*

**Transactions of the Geological Institute** / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

**Vol. 608:** Holocene volcanism of Sredinny Range of Kamchatka / Pevzner M.M.; Ed. by M.A. Fedonkin. — Moscow: GEOS, 2015. — 252 p.; ill.

ISBN 978-5-89118-682-8 (in cloth)

The monograph is devoted to the spatio-temporal activation of Holocene volcanism within the Miocene-Quaternary volcanic zone of the Sredinny Range of Kamchatka. The pattern of volcanic activation, grouping elements and periodic pulses of endogenous activity, as well as their chronological relationship with episodes of endogenous activity increasing of the North Pacific. The characteristics of individual volcanic centers and the largest eruptions are provided. Age determinations of eruptions are based on detailed tephrochronological research and extensive radiocarbon dating.

For a wide range of professionals in the field of geology, geochronology, volcanology, petrology, geography, geomorphology, paleoclimatology, ecology and geobotany.

**Published at financial support  
of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 15-05-07004.  
The edition of the RFBR isn't subject for sale**

На первой странице переплета: вулкан Ичинский, вид с юго-запада (*фото автора*);

на четвертой странице переплета: кратерное озеро на вулкане Хангар, вид с востока (*фото Д.О. Герцева*)

ISBN 978-5-89118-682-8

© М.М. Певзнер, 2015  
© ГИН РАН, 2015  
© ГЕОС, 2015

# Оглавление

<b>Предисловие</b> .....	9
<b>Глава 1. Геологическая изученность района исследований</b> .....	13
1.1. Положение вулканического пояса Срединного хребта .....	13
1.2. История изучения четвертичного вулканизма Срединного хребта .....	17
1.3. Вещественный состав вулканитов .....	22
1.4. Изученность вулканизма голоценового этапа .....	23
1.5. Гипотезы вулканической активности Срединного хребта в четвертичное время .....	28
<b>Глава 2. Методы исследования</b> .....	33
2.1. Картирование молодых вулканических отложений .....	33
2.2. Тефрохронологический метод .....	36
2.2.1. Возраст и строение почвенно-пирокластических чехлов Камчатки .....	36
2.2.2. Некоторые особенности проведенных тефрохронологических исследований .....	42
2.3. Радиоуглеродный метод .....	43
2.3.1. Особенности полевого отбора проб .....	44
2.3.2. Первичная лабораторная обработка .....	44
2.3.3. Синтез счетного вещества .....	45
2.3.4. Измерения радиоуглеродного возраста .....	46
2.3.5. Приведение радиоуглеродного возраста к календарному .....	46
<b>Глава 3. Вулканические центры Срединного хребта, проявлявшие активность в голоцене, и продукты их извержений</b> .....	51
3.1. Вулкан Хангар .....	51
3.2. Южный Черпук .....	60
3.3. Северный Черпук .....	67
3.4. Вулкан Ичинский .....	70
3.5. Кратер Кекук и лавовые потоки Гольцовых озер в Кекукнайском вулканическом массиве .....	82
3.6. Маар Светлый Ключ .....	86
3.7. Взрывной кратер в массиве Алней .....	86
3.8. Киреунский лавовый поток .....	86
3.9. Лавовый поток реки Лево́й Бело́й .....	92
3.10. Седанкинский Дол и лавовый поток Седанкинский .....	95
3.11. Лавовый поток Озерновский .....	100
3.12. Конусы Ныльгимелкин и связанное с ними лавовое поле .....	103
3.13. Вулкан Спокойный .....	107
3.14. Конус Икс .....	107
3.15. Конус Тобельцен .....	107
<b>Глава 4. Возраст голоценовых извержений вулканических центров Срединного хребта Камчатки</b> .....	113
4.1. Строение и возраст ППЧ Центральной Камчатской депрессии .....	113
4.1.1. Опорные разрезы .....	116

4.1.2. Сокращенные и частные разрезы .....	120
4.1.3. Возраст почвенно-пирокластического чехла ЦКД .....	123
4.1.4. Возраст молодых рельефоформирующих поверхностей ЦКД .....	124
4.1.5. Частота пеплопадов в населенных пунктах и позднеголоценовый эпизод террасообразования в ЦКД .....	124
4.2. Строение и возраст ППЧ южной части Срединного хребта .....	127
4.2.1. Опорные разрезы .....	127
4.2.2. Некоторые особенности радиоуглеродного датирования торфяников .....	140
4.3. Возраст извержений вулканов Хангара и Ичинского .....	143
4.3.1. Вулкан Хангар .....	144
4.3.2. Вулкан Ичинский .....	146
4.4. Возраст извержений в районах Козыревского хребта и вулкана Кекукнайского .....	149
4.4.1. Маар Светлый Ключ .....	149
4.4.2. Район кальдеры Уксичан .....	152
4.4.3. Вулкан Анаун и Анаунский Дол .....	152
4.4.4. Кратер Кекук .....	152
4.5. Возраст извержений эруптивных центров Алнейского вулканического массива и Седанкинского Дола .....	155
4.5.1. Извержение в массиве Алней .....	155
4.5.2. Киреунский поток и поток рекилевой Белой .....	157
4.5.3. Седанкинский Дол .....	158
4.6. Строение и возраст ППЧ северной части Срединного хребта и территории северо-восточной Камчатки .....	160
4.7. Возраст молодых вулканических центров бассейна реки Еловки .....	170
4.8. Возраст молодых вулканических центров северной части Срединного хребта .....	173
4.8.1. Озерновский поток .....	173
4.8.2. Конусы Ньльгимелкин .....	175
4.8.3. Конус Тобельцен и конус Икс .....	177
4.8.4. Вулкан Спокойный .....	177
4.9. Вулканические центры Срединного хребта и северо-восточной Камчатки, для которых установлен доголоценовый возраст.....	180
<b>Глава 5. Особенности пространственно-временных проявлений голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки .....</b>	<b>183</b>
5.1. Распространение голоценового вулканизма в пределах Срединного хребта .....	186
5.2. Пространственно-временное группирование извержений .....	196
5.3. Направленная миграция вулканической активности .....	205
5.4. Хронология вулканической деятельности. Импульсы эндогенной активизации .....	208
5.5. Сравнение вулканической активности Срединного хребта с другими вулканическими районами Камчатки и Северной Пацифики .....	211
5.6. Долгосрочный прогноз вулканической опасности .....	214
<b>Глава 6. Возможные причины проявления пространственно-временных закономерностей голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки .....</b>	<b>215</b>
6.1. Направленная миграция очагов крупнейших землетрясений .....	216
6.2. Миграция очагов высокомагнитудных землетрясений и голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: сходство пространственно-временных закономерностей проявления .....	217
<b>Заключение .....</b>	<b>221</b>
<b>Литература .....</b>	<b>223</b>
<b>Приложение .....</b>	<b>233</b>

# Contents

<b>Preface</b> .....	9
<b>Chapter 1. Previous geological studies over the area</b> .....	13
1.1. Position of the volcanic belt of the Sredinny Range .....	13
1.2. History of the Sredinny Range Quaternary volcanism studies .....	17
1.3. Composition of volcanic rocks .....	22
1.4. Previous studies of the Holocene volcanism .....	23
1.5. Hypothesis of Quaternary volcanic activity in the Sredinny Range .....	28
<b>Chapter 2. Methods</b> .....	33
2.1. Mapping of young volcanic deposits .....	33
2.2. Tephrochronological method .....	36
2.2.1. Age and structure of soil-pyroclastic covers of Kamchatka .....	36
2.2.2. Some peculiarities of the tephrochronological studies .....	42
2.3. Radiocarbon dating .....	43
2.3.1. Sampling in the field .....	44
2.3.2. Initial laboratory processing .....	44
2.3.3. Benzene synthesis .....	45
2.3.4. Measurements of radiocarbon age .....	46
2.3.5. Calibration of radiocarbon dates .....	46
<b>Chapter 3. Active Holocene Sredinny Range volcanic centers; their eruptions and deposits</b> .....	51
3.1. Khangar Volcano .....	51
3.2. South Cherpuk .....	60
3.3. North Cherpuk .....	67
3.4. Ichinsky Volcano .....	70
3.5. Kekuknaysky volcanic massif: Kekuk crater and lava flows of Goltsovye lakes .....	82
3.6. Svetly Klutch Maar .....	86
3.7. Explosive crater within the Alney volcanic massif .....	86
3.8. Kireunsky lava flow .....	86
3.9. Lava flow on the Levaya Belaya river .....	92
3.10. Sedankinsky volcanic plateau and Sedankinsky lava flow .....	95
3.11. Ozernovsky lava flow .....	100
3.12. Nylgimelkin cones and associated lava field .....	103
3.13. Spokoyny Volcano .....	107
3.14. X-cone .....	107
3.15. Tobeltsen cone .....	107
<b>Chapter 4. Age of Holocene volcanic centers' eruptions of the Sredinny Range of Kamchatka</b> .....	113
4.1. Structure and age of soil-pyroclastic cover in Central Kamchatka Depression .....	113
4.1.1. Reference sections .....	116



4.1.2. Reduced and local sections .....	120
4.1.3. Age of soil-pyroclastic cover in Central Kamchatka Depression .....	123
4.1.4. Age of young landforms in Central Kamchatka Depression .....	124
4.1.5. The frequency of ash falls in population centers and the Later Holocene episode of terrace formation in the Central Kamchatka Depression .....	124
4.2. Structure and age of the soil-pyroclastic cover in southern part of Sredinny Range .....	127
4.2.1. Reference sections .....	127
4.2.2. Peculiarities of radiocarbon dating of peat bogs .....	140
4.3. Khangar and Ichinsky volcanoes: age of eruptions .....	143
4.3.1. Khangar volcano .....	144
4.3.2. Ichinsky volcano .....	146
4.4. Kozyrevsky Ridge and Kekuknaysky volcano areas: Age of eruptions .....	149
4.4.1. Svetly Klutch maar .....	149
4.4.2. Uksichan caldera and its neighbourhood .....	152
4.4.3. Anaun Volcano and Anaunsky volcanic plateau .....	152
4.4.4. Kekuk crater .....	152
4.5. Alney volcanic massif and Sedankinsky Dol: Age of eruptive centers .....	155
4.5.1. Eruption within the Alney volcanic massif .....	155
4.5.2. Kireunsky and the Levaya Belaya river lava flows .....	157
4.5.3. Sedankinsky volcanic plateau .....	158
4.6. Structure and age of the soil-pyroclastic cover in the northern part of Sredinny Range and north-eastern Kamchatka .....	160
4.7. Age of young volcanic centers of Elovka river basin .....	170
4.8. Age of young volcanic centers in the northern part of Sredinny Range .....	173
4.8.1. Ozernovsky lava flow .....	173
4.8.2. Nylgimelkin Volcanic Cone .....	175
4.8.3. Tobeltsen and X-cones .....	177
4.8.4. Spokoyny Volcano .....	177
4.9. Pre-Holocene volcanic centers of the Sredinny Range and north-eastern Kamchatka with pre-Holocene age .....	180
<b>Chapter 5. Peculiarities of spatial-temporal evidences of the Holocene volcanism in the Sredinny Range of Kamchatka .....</b>	<b>183</b>
5.1. Dispersal of the Holocene volcanism within the Sredinny Range .....	186
5.2. Spatio-temporal clustering of eruptions .....	196
5.3. Directed migration of volcanic activity .....	205
5.4. Chronology of volcanic activity. Impulses of endogenous activation .....	208
5.5. Comparison of volcanic activity of Sredinny Range with other volcanic regions of Kamchatka and the North Pacific .....	211
5.6. Long-term prediction of volcanic hazards .....	214
<b>Chapter 6. Possible causes of evidences of spatial and temporal patterns of the Holocene volcanism of the Sredinny Range of Kamchatka .....</b>	<b>215</b>
6.1. Directed migration of sources of the largest earthquakes .....	216
6.2. Migration of sources of the largest earthquakes and Holocene volcanism of Sredinny Range of Kamchatka: the consistency of spatial and temporal patterns .....	217
<b>Conclusion .....</b>	<b>221</b>
<b>References .....</b>	<b>223</b>
<b>Appendix .....</b>	<b>233</b>

## Предисловие

Представленная монография затрагивает ряд фундаментальных проблем геологии в области изотопной геохимии, современной геодинамики и новейшего вулканизма. Работы проводились в рамках приоритетных направлений фундаментальных исследований ГИН РАН и Президиума РАН:

— «Изотопная геохимия осадочных пород и хемостратиграфия»;

— «Неотектоника и современная геодинамика как основа прогнозирования природных и техногенных катастроф»;

— «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы»;

— «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы»;

— «Новейший вулканизм: закономерности его активности и сопутствующие катастрофические процессы».

Вулканизм — один из важнейших индикаторов геодинамики. В связи с этим пространственно-временные закономерности вулканической активности могут наглядно свидетельствовать об эволюции глубинных процессов, этапах накопления и эпизодах снятия эндогенных напряжений, движении плит и их блоков.

Камчатка расположена в северо-западной части Тихоокеанского «огненного кольца» вблизи тройного сочленения Тихоокеанской, Евразийской и Североамериканской плит и всегда привлекала повышенное внимание геологов. Наличие огромного количества вулканов разного типа, как потухших, так и активно работающих, требовало объяснения причин их появления и приуроченности к отдельным структурам и зонам. Наиболее хорошо изучен вулканизм четвертичного времени. Установлено, что он проявляется в четырех зонах, параллельных глубоководному Курило-Камчатскому желобу.

Считается доказанным, что вулканическая активность трех зон — Южной Камчатки, Восточного вулканического фронта и Центральной Камчатской депрессии — обусловлена субдукцией Тихоокеанской плиты под полуостров. В этих районах расположено подавляющее большинство действующих вулканов Камчатки, здесь же в основном и проводились работы, направленные на изучение закономерностей вулканической активности и пространственной приуроченности отдельных эруптивных центров. При этом зона Срединного хребта изучалась значительно меньше, традиционно считалась областью потухшего вулканизма, а причина проявления четвертичного вулканизма в пределах хребта до сих пор служит предметом ожесточенных дискуссий.

Объектом исследования настоящей монографии являются вулканические центры Срединного хребта Камчатки, проявлявшие активность в голоценовое время; в том числе рассматриваются пространственно-временные аспекты и закономерности проявления молодого вулканизма в пределах миоцен-четвертичной вулканической зоны хребта. Здесь и далее понятие «Срединный хребет» относится только к указанной вулканической зоне. Условная граница южной и северной частей хребта проводится на траверсе субширотного отрезка р. Камчатки по водоразделу рек Тигиль и Крюки.

Голоцен — текущая эпоха четвертичного периода. Начало голоцена соотносят с окончанием последнего материкового оледенения на севере Европы. Нижняя возрастная граница голоцена установлена на рубеже 11 700±99 лет назад относительно 2000 г. (~10 000 <sup>14</sup>С л.н.) [Стратиграфический кодекс..., 2006; The 2009 version..., 2010; Walker et al., 2008].

В пределах Срединного хребта Камчатки на разных высотных отметках деградация ледников происходила по-разному, в связи с чем

возраст подошвы полных голоценовых разрезов на разных гипсометрических уровнях несколько различается (9400–9800  $^{14}\text{C}$  л.н.). В монографии под голоценом понимается последнее послеледниковье, во время которого накапливались и сохранялись рыхлые отложения. Начало накопления таких отложений и, соответственно, нижняя возрастная граница голоцена оценивается в 9800–10 000  $^{14}\text{C}$  л.н., что соответствует 11 000–12 000 л.н. в календарном летосчислении. Невозможность проведения работ по позднеплейстоценовым отложениям обусловлена тем, что в районе исследования доголоценовые рыхлые отложения уничтожены ледником.

Голоценовый этап по геологическим меркам соответствует сегодняшнему дню, однако при этом позволяет набрать детальную статистику событий за 10–12 тыс. лет. Использование радиоуглеродного метода — как никакого другого — предоставляет собой уникальную возможность детального хронометрирования и периодизации голоцена. Комплексное использование радиоуглеродного и тефрохронологического методов, с одной стороны, значительно расширяет возможности исследования, а с другой — применяется как взаимоконтроль полученных данных. Настоящая работа представляет собой геохронологическое исследование, базирующееся на результатах радиоуглеродного анализа.

#### **Актуальность работы и постановка проблемы.**

На сегодняшний день для Камчатки получено более 3000 радиоуглеродных дат, и до недавнего времени история голоценового вулканизма была изучена только во фронтальных зонах полуострова. Территория же Срединного хребта, представляющего собой самостоятельную вулканическую зону, до сих пор традиционно считается областью потухшего вулканизма, а к началу работ автора по состоянию изученности оставалась «белым пятном». Составить представление о вулканическом процессе, импульсах эндогенной активности прошлого, закономерностях повторяемости катастрофических процессов возможно только при изучении хронологии вулканической деятельности всего региона в целом. Таким образом, главная проблема, которую пришлось решать автору, заключалась в определении пространственной и временной приуроченности голоценового вулканизма в пределах единой вулканической зоны — Срединного хребта Камчатки. Кроме того, реконструкция эруптивной активности, выполненная на большом статистическом материале, позволяет давать долгосрочный прогноз вулканической опасности.

На сегодняшний день четвертичную, и в том числе голоценовую, вулканическую активность в Срединном хребте пока не удается объяснить однозначно: хребет может представлять собой третий тыловой вулканический пояс Курило-Камчатской островодужной системы, либо быть самостоятельной вулканической дугой с иным источником питания и своей историей развития. Большая часть работ, направленных на выяснение причин молодой вулканической активности Срединного хребта, базируется на изучении вещественного состава вулканитов. При этом особенности пространственно-временных закономерностей активизации вулканических центров не рассматриваются, т.е. до настоящего времени не было попыток изучения молодого вулканизма Срединного хребта с позиций геохронологии.

Срединный хребет — один из наименее изученных вулканических районов Камчатки, что обусловлено не столько труднодоступностью, сколько неизбежно сложившимся представлением об отсутствии в его пределах активного вулканизма. Единственная монография, посвященная четвертичному вулканизму Срединного хребта, опубликована в 1972 г. [Вулканы..., 1972]. В четвертичное время по данным монографий [Вулканы..., 1972; Камчатка..., 1974] в Срединном хребте образовалось 120 вулканов полигенного типа и около 1000 мелких моногенных вулканических образований (шлаковых конусов и лавовых потоков). Считалось [Вулканы..., 1972], что более 150 вулканических центров хребта имеют позднеплейстоценовый возраст; значительная часть этих вулканических сооружений относилась даже к голоцену, а целый ряд одноактных вулканов, по мнению авторов данной монографии, образовался даже в историческое время. Приведенные данные о возрасте вулканов Срединного хребта базировались на свежем морфологическом облике построек и соотношении вулканических форм с позднеплейстоценовыми моренами; изотопного датирования не проводилось. Тем не менее масштаб и интенсивность базальтового моногенного вулканизма последних 40–50 тыс. лет здесь значительно больше, чем в других вулканических районах Камчатки [Новейший и современный вулканизм..., 2005].

К началу работ автора (1997 г.) единственным действующим вулканом Срединного хребта считался Ичинский, что мотивировалось свежим морфологическим обликом 12 лавовых потоков, излившихся по краю соммы, и зафиксирован-

ной фумарольной активностью [Действующие вулканы..., 1991]. Также было известно о голоценовом возрасте двух моногенных вулканических центров северной части хребта: по тефрохронологическим данным Озерновский лавовый поток образовался в раннем [Braitseva et al., 1995], а Киреунский — в среднем (устное сообщение В.В. Пономаревой) голоцене. Было известно одно извержение вулкана Хангар с возрастом около 6900–7000  $^{14}\text{C}$  лет [Брайцева и др., 1994]. При этом во фронтальной зоне Камчатки к 1997 г. было известно 29 действующих и потенциально активных вулканов полигенного типа и несколько десятков моногенных вулканических центров, проявлявших активность в голоцене [Брайцева и др., 2001; Действующие вулканы..., 1991; Мелекесцев и др., 2001].

**Цели и задачи.** Цель работы заключалась в выявлении пространственно-временных закономерностей активизации голоценового вулканизма в пределах миоцен-четвертичной вулканической зоны Срединного хребта Камчатки, а основные задачи в:

- выявлении и исследовании вулканических центров голоценового возраста;
- проведении изучения связанных с ними отложений;
- реконструкции эруптивной истории отдельных центров;
- идентификации маркирующих прослоев пеплов для последующего использования в качестве геохронологических реперов, что подразумевает изучение почвенно-пирокластических чехлов, в которых запечатлена летопись голоценовой вулканической активности;
- проведении радиоуглеродного датирования вулканических центров и извержений.

**Методы и районы исследования.** В процессе работ автором использовались радиоуглеродный и тефрохронологический методы, а также геолого-геоморфологическое картирование. Изучение вещественного состава изверженных продуктов проводилось с помощью минералогического и химического методов (в соавторстве), в том числе использовались данные РФА, ИСР, электронного микрозонда и «мокрой химии». В процессе работ автором проводились исследования как по 500-километровому профилю Срединного хребта, так и на сопредельных территориях. Работа в удаленных от хребта районах обусловлена особенностями методики тефрохронологических исследований, а также практически полным отсутствием углеродсодержащих отложений в разрезах высокогорных районов хребта.

Новым методическим подходом в изучении эруптивной истории камчатских вулканов можно считать впервые примененный автором *пространственно-временной* анализ вулканической активности Срединного хребта.

**Фактический материал.** Работа базируется на личных полевых материалах автора, полученных в 1997–2010 гг., которые включают более 700 точек наблюдения (шурфы и расчистки естественных обнажений), около 700 радиоуглеродных дат, полученных автором в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН, а также около 300 радиоуглеродных дат из литературных источников. Кроме того, автором проведено дешифрирование аэрофото- и космоснимков на всю территорию Срединного хребта, по материалам дешифрирования для большинства изученных центров сделана серия крупномасштабных геолого-геоморфологических карт. Данные картирования, вкуче с полевыми наблюдениями о мощностях и типах отложений, легли в основу определения параметров извержений (объем и масса изверженных пород).

Данные по истории эруптивной активности вулкана Хангар получены в результате совместных работ с Л.И. Базановой и приводятся согласно статье [Базанова, Певзнер, 2001], а хронология извержений Седанкинского Дола — полностью по материалам О.В. Дирксена [2009].

**Научная новизна и личный вклад автора.** Научная новизна данной работы заключается в том, что впервые на территории Срединного хребта и сопредельных районов проведены геохронологические исследования регионального характера, направленные на изучение голоценового вулканизма. Полученные данные не только заполняют «белое пятно», каким до недавнего времени представлялся Срединный хребет, но позволяют наконец-то практически в полном объеме составить представление о пространственно-временной приуроченности голоценового вулканизма Камчатки. Впервые геологическими методами *доказан* факт наличия молодого вулканизма островодужного типа в районах Камчатки с отсутствием глубокофокусной сейсмичности и с не фиксирующейся субдукцией. Несмотря на то, что Срединный хребет в голоцене существенно уступает по продуктивности другим вулканическим зонам Камчатки, извержения, зафиксированные в его пределах, по-видимому, отвечают региональным эпизодам разгрузки эндогенных напряжений наибольшей мощности. В отличие от фронтальных вулканических зон полуострова, где весьма велик «шум»

от многочисленных маломощных извержений, именно малочисленные извержения Срединного хребта и особенности их пространственно-временной активизации позволили — впервые для голоцена Камчатки — выявить парные периодические импульсы активизации вулканизма и сейсмике. Впервые геологическими методами установлен эффект направленной миграции вулканизма для обстановок, отличных от «горячих точек».

**Практическое значение.** Результаты исследования могут быть использованы для интерпретации геодинамической обстановки проявления молодого вулканизма внесубдукционной зоны Камчатки и других аналогичных обстановок. Полученные результаты также могут быть использованы при районировании территории России и прилегающих к ней стран в отношении вулканической опасности и оценки последствий катастрофических извержений.

Работа выполнялась в рамках:

— тем: «Радиоуглеродные исследования эндогенных, экзогенных и биосферных событий позднего плейстоцена — голоцена», «Радиоуглеродная хронология и синхронизация эндогенных и экзогенных событий позднего плейстоцена — голоцена», «Периодизация голоцена и позднего плейстоцена, корреляция и выявление синхронности эндогенных и экзогенных событий Северной Евразии по данным радиоуглеродного датирования», включенных в приоритетные направления исследований ГИН РАН;

— проектов Программ №№ 4, 13 и 16 фундаментальных исследований Президиума РАН: «Геохронология и динамика голоценового вулканизма Камчатки», «Новейший вулканизм Камчатки», «Катастрофические вулканические извержения Камчатки и их воздействие на природную среду»;

— проектов РФФИ №№ 96-05-65311, 99-05-64954, 01-05-64998, 02-05-64991, 03-05-65007, 05-05-64776, 07-05-00536, 08-05-00092, 10-05-00092, 13-05-00760;

— а также при финансовой поддержке Национального географического общества США.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую признательность Л.Д. Сулержицкому — учителю, другу и единомышленнику, который приобщил меня к непростому, но исключительно увлекательному миру радиоуглеродной хронологии, а также сердечно благодарит всех сотрудников лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН — как ныне здравствующих, так и уже покинувших нас, — за всестороннюю помощь и моральную поддержку: М.И. Буйкайте, В.И. Виноградова, Л.А. Волкову, Д.О. Герцева, Д.И. Головина, Т.А. Драгавцеву, Н.Е. Зарецкую, В.Н. Кулешова, Ю.В. Кушеву, Н.И. Макарову, Б.Г. Покровского, В.С. Родина, А.Л. Рябинина, Л.Д. Сулержицкого.

Особую признательность автор выражает своим учителям, коллегам и самым строгим, но доброжелательным оппонентам из Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, которые открыли для меня камчатские вулканы и широчайшие возможности тефрохронологического метода: В.В. Пономаревой, О.А. Брайцевой и И.В. Мелекесцеву.

Моя работа никогда не могла бы состояться без активной помощи и поддержки людей, деливших со мной радости и уменьшавших тяготы полевых работ: А.Д. Бабанского, Л.И. Базановой, И.А. Балашова, М.А. Викулиной, А.О. Вольнец, Д.О. Герцева, О.В. Дирксена, А.С. Кириленко, С.К. Коняева, Г.Н. Новикова, Л.И. Пешкова, В.С. Родина, Н.П. Смелова, М.Л. Толстых, Т.Г. Чуриковой, а также — сотрудников авиакомпании «Ксудац».

Автор весьма обязан коллегам из химической лаборатории ИГЕМ РАН, а также М.В. Портнягину (ГЕОМАР, Германия) и Ф.Кайлу (Институт горного дела штата Нью-Мексико, США) за большое количество химических анализов лав и пирокластики, выполненных на высоком уровне.

Свою глубокую признательность автор выражает А.Д. Бабанскому, О.А. Брайцевой, А.О. Вольнец, И.В. Мелекесцеву, Б.Г. Покровскому, В.В. Пономаревой, Л.Д. Сулержицкому и многим другим, принимавшим активное участие в обсуждении материалов и подготовке настоящей работы.

# Глава 1

## Геологическая изученность района исследований

Камчатка, расположенная вблизи тройного сочленения Тихоокеанской, Евразийской и Североамериканской плит, представляет собой уникальный геологический полигон, имеющий длительную и непростую историю развития. Четвертичный вулканизм на Камчатке проявлен в четырех зонах, параллельных глубоководному Курило-Камчатскому желобу. Это Южная Камчатка, Восточный вулканический фронт, Центральная Камчатская депрессия и Срединный хребет (см. ниже рис. 1.1 и 1.2, врезка). Вулканизм первых трех зон общепризнанно считается непосредственно связанным с современной зоной субдукции Тихоокеанской плиты [Авдейко и др., 2002; Пономарева и др., 2008; Шапиро, Ландер, 2003; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; и др.]. Причина проявления молодой вулканической активности в зоне Срединного хребта до сих пор остается дискуссионной. В монографии рассматриваются пространственно-временные аспекты и закономерности проявления голоценового вулканизма в пределах миоцен-четвертичной вулканической зоны Срединного хребта Камчатки. Здесь и далее понятие «Срединный хребет» относится только к указанной вулканической зоне. Условная граница южной и северной частей хребта проводится на траверсе субширотного отрезка р. Камчатки по водоразделу рек Тигиль и Крюки (см. рис. 1.2).

В работах А.О. Волынец с соавторами [Певзнер, Волынец, 2006; Volynets et al., 2010] показано принципиальное сходство вещественного состава голоценовых и плейстоценовых пород Срединного хребта. Это позволяет предполагать, что современная геодинамическая обстановка и выявленные закономерности голоценовой вулканической активности могут

характеризовать весь четвертичный этап развития исследуемого района. В связи с этим, основное внимание в настоящей главе, посвященной истории изучения района исследований, уделяется именно четвертичному вулканизму.

### 1.1. Положение вулканического пояса Срединного хребта

Срединно-Камчатская вулканическая дуга заложилась в конце олигоцена — начале миоцена [Авдейко и др., 2002, 2006; Леглер, 1977; Перепелов и др., 2006; Шапиро, Соловьев, 2009]. Неоген-четвертичные вулканические прослеживаются на протяжении более 600 км от Срединно-метаморфического массива на юге до Камчатского перешейка на севере. В самой широкой части зона превышает 100 км в поперечнике (рис. 1.1). Позднемиоцен-плиоценовые вулканические породы представлены породами островодужного типа, аналогичными типичным породам фронта дуги [Чурикова и др., 2009; Volynets et al., 2010]. Считается, что в эоцен-миоценовое время вулканическая зона Срединного хребта формировалась над зоной субдукции Тихоокеанской плиты, при этом глубоководный желоб располагался на 200 км западнее по сравнению с его современным положением [Авдейко и др., 2002, 2006; Леглер, 1977; Селиверстов, 2009; Lander, Shapiro, 2007].

В настоящее время Срединный хребет Камчатки удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км.

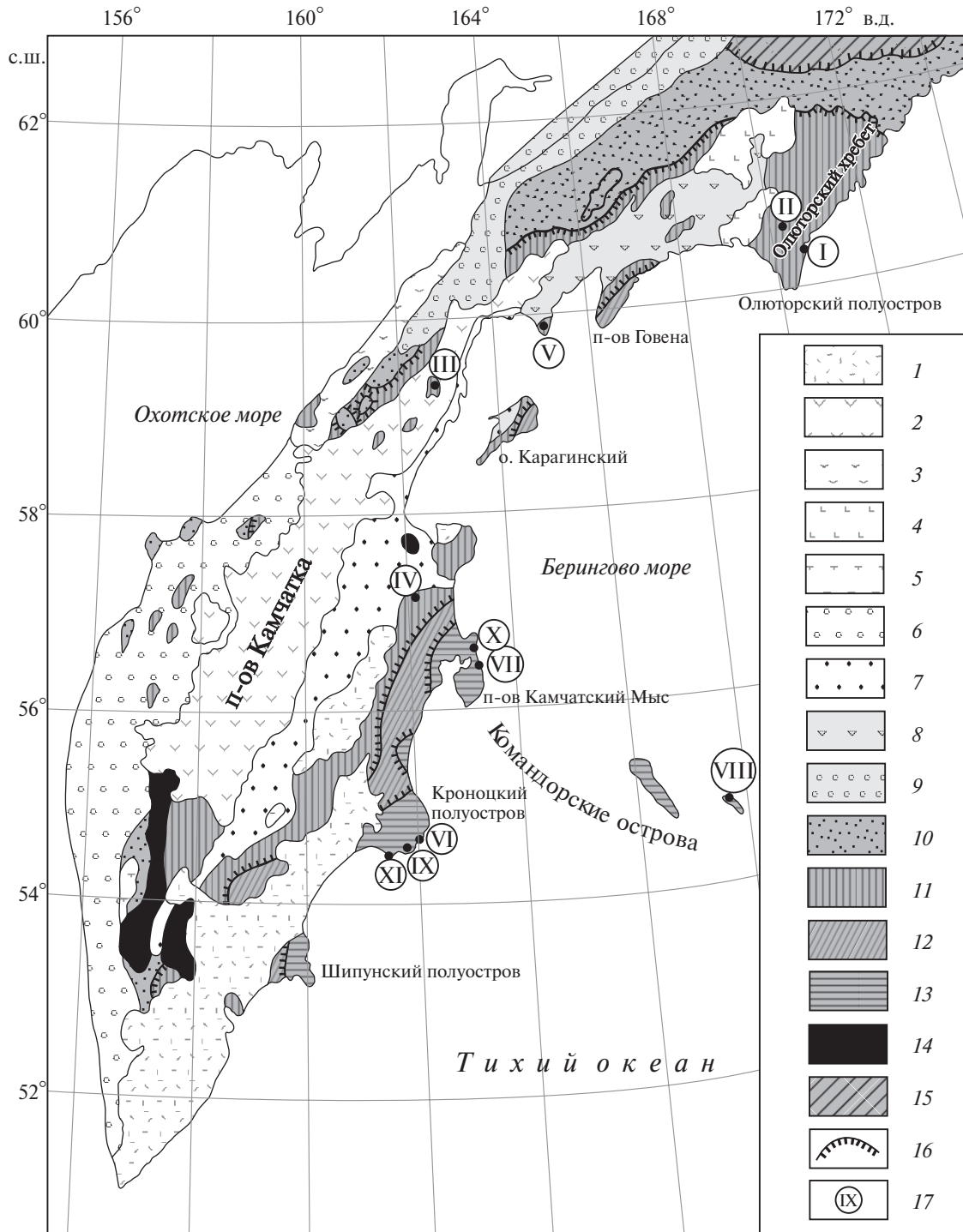
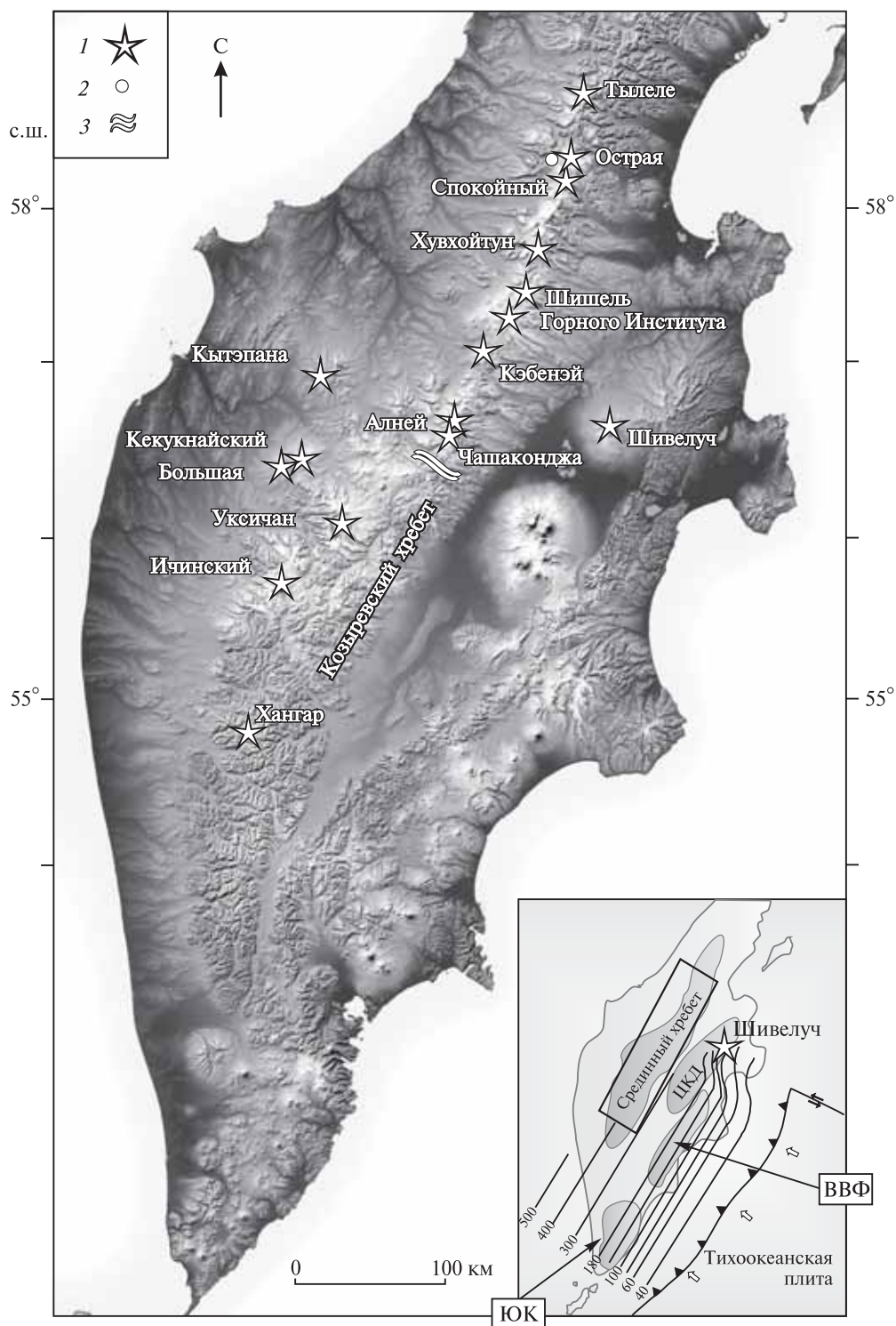


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования Камчатки и Южной Корякии [Шапиро, Соловьев, 2009]

1–8 — элементы чехла: 1–5 — субэаральные вулканические пояса и ареалы: 1 — Восточно-Камчатский пояс ( $N_2$  — ныне), 2 — Центрально-Камчатский ( $P_3^?$  — ныне), 3 — Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) ( $P_{2,3}$ ), 4 — Апулко-Вывенковский ( $N_2-Q$ ), 5 — Черепановский ( $P_{1,2}$ ); 6–9 — седиментационные прогибы и депрессии: 6 — Западно-Камчатский прогиб ( $P_2-N_2$ ), 7 — Центрально-Камчатская депрессия ( $N_2-Q$ ); 8 — Ильпинско-Пахачинский прогиб ( $P_2-N_1$ ), 9 — Пустореско-Парапольский прогиб ( $N-Q$ ); 10–15 — террейны фундамента: 10 — Омгоно-Укэляятский терреин — терригенные отложения подножия континента ( $K_2-P_2$ ), 11 — Ачайваям-Валагинский терреин — палеоостровная дуга ( $K_2-P_1$ ), 12 — Ветловско-Говенский терреин — аккреционная призма ( $P_2-N_1$ ), 13 — Кроноцко-Командорский (Кроноцкий) терреин — палеоостровная дуга ( $K_2-P_3$ ), 14 — метаморфиты по породам Омгоно-Укэляятского и Ачайваям-Валагинского терреинов, 15 — террейны Северной Корякии; 16 — тектонические сuture — надвиги; 17 — точки отбора палеомагнитных проб

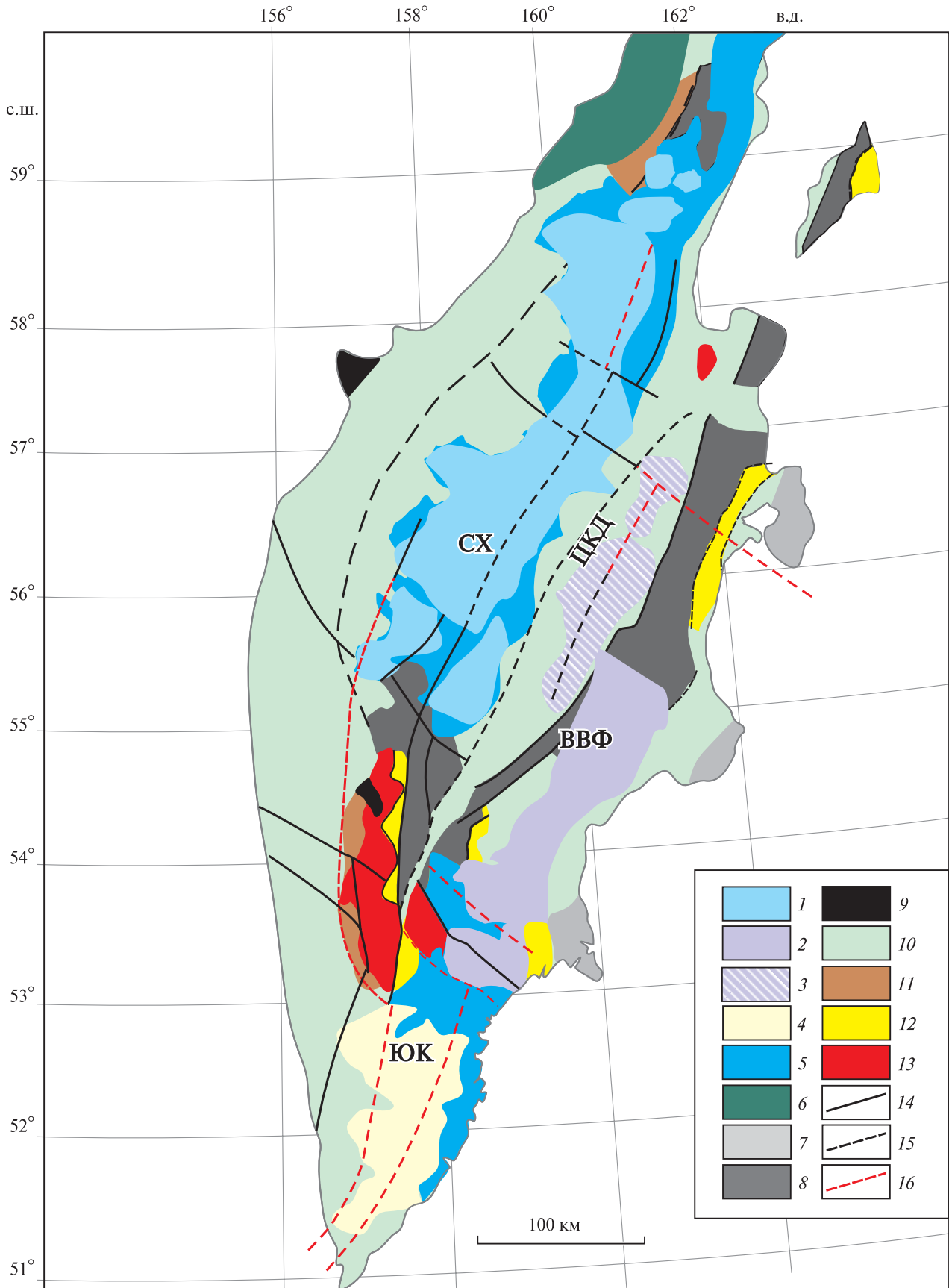


**Рис. 1.2.** Схематическая карта Срединного хребта Камчатки

1 — крупнейшие вулканические центры полигенного типа; 2 — вулканический моногенный центр Тобельцен; 3 — условная граница южной и северной частей Срединного хребта.

На врезке: Положение поясов четвертичного вулканизма на Камчатке. Прямоугольником обозначен район работ. Пояса: ЮК — Южная Камчатка, ВВФ — Восточный вулканический фронт, ЦКД — Центральная Камчатская депрессия, Срединный хребет. Черными линиями показана глубина (в км) сейсмофокальной зоны по [Gorbatov et al., 1997], звездочкой — вулкан Шивелуч, по существующим представлениям — самый северный действующий вулкан Камчатки [Действующие вулканы..., 1991]





В южной части хребта, вплоть до вулкана Хангар, сейсмофокальная зона трассируется на глубине около 400 км, далее на север не прослеживается [Davaille, Lees, 2001; Gorbatov et al., 1997, 2000] (рис. 1.2, врезка).

Северная часть хребта протягивается более чем на 200 км к северу от Берингской зоны трансформных разломов [Davaille, Lees, 2001].

Берингская же часть Северо-Американской плиты, расположенная к северу от Алеутского глубоководного желоба, рассматривается как тектонически стабильная, начиная с миоцена [Авдейко и др., 2002; Vaganov et al., 1991; Davaille, Lees, 2001]. Глубокофокусная сейсмичность под территорией Срединного хребта не фиксируется [Санина и др., 2005; Gorbatov et al., 2000]. Мощность континентальной земной коры в обсуждаемом районе 35–40 км [Балеста, 1991].

Четвертичные вулканы Срединного хребта образуют почти сплошной пояс между  $54^{\circ}45'$  и  $58^{\circ}10'$  с.ш.; далее к северу они встречаются в виде последовательно уменьшающихся по площади изолированных массивов вплоть до  $59^{\circ}60'$  с.ш., что хорошо видно на Геологической карте полуострова [2005] и схематически показано на рис. 1.3.

## 1.2. История изучения четвертичного вулканизма Срединного хребта

Первая попытка рассмотрения четвертичного вулканизма Срединного хребта принадлежит К.И. Богдановичу [Bogdanowitsch, 1904]. Он выделял три этапа вулканизма, считая, что вулканы приурочены к отдельным, независимым от тектоники периферическим очагам.

Схема Богдановича активно использовалась вплоть до середины 40-х годов прошлого столетия (например [Харкевич, 1940]). Позднее, в процессе геологосъемочных работ проводилось изучение отдельных вулканических центров, вопросы единой схемы периодизации вулканизма не обсуждались (например [Маренина, 1959; Огородов 1962; Эрлих, 1960а]).

Вопросы пространственного размещения вулканов Камчатки и, в том числе, тех, что расположены в Срединном хребте, были рассмотрены А.Н. Заварицким [1955]. Он предполагал связь вулканических очагов с разломами глубокого заложения и наметил основные направления таких разломов.

В 50–60-е годы было выявлено широкое распространение в Срединном хребте полей арального вулканизма и платоэффузивов, установлено отсутствие крупномасштабных проявлений кислого вулканизма, что до недавнего времени и определяло специфику вулканизма исследуемого района [Важеевская, Огородов, 1964; Вулканы..., 1972; Камчатка..., 1974; Действующие вулканы..., 1991; Новейший и современный вулканизм..., 2005].

Первые крупные работы, посвященные четвертичному вулканизму Срединного хребта, принадлежат Э.Н. Эрлиху [1960б, 1965, 1966]. В них выделяются закономерности пространственного распределения вулканических центров, в частности, указывается, что вулканы локализуются вдоль осей складчатых структур и приурочены к пересечениям разломов нескольких направлений (рис. 1.4).

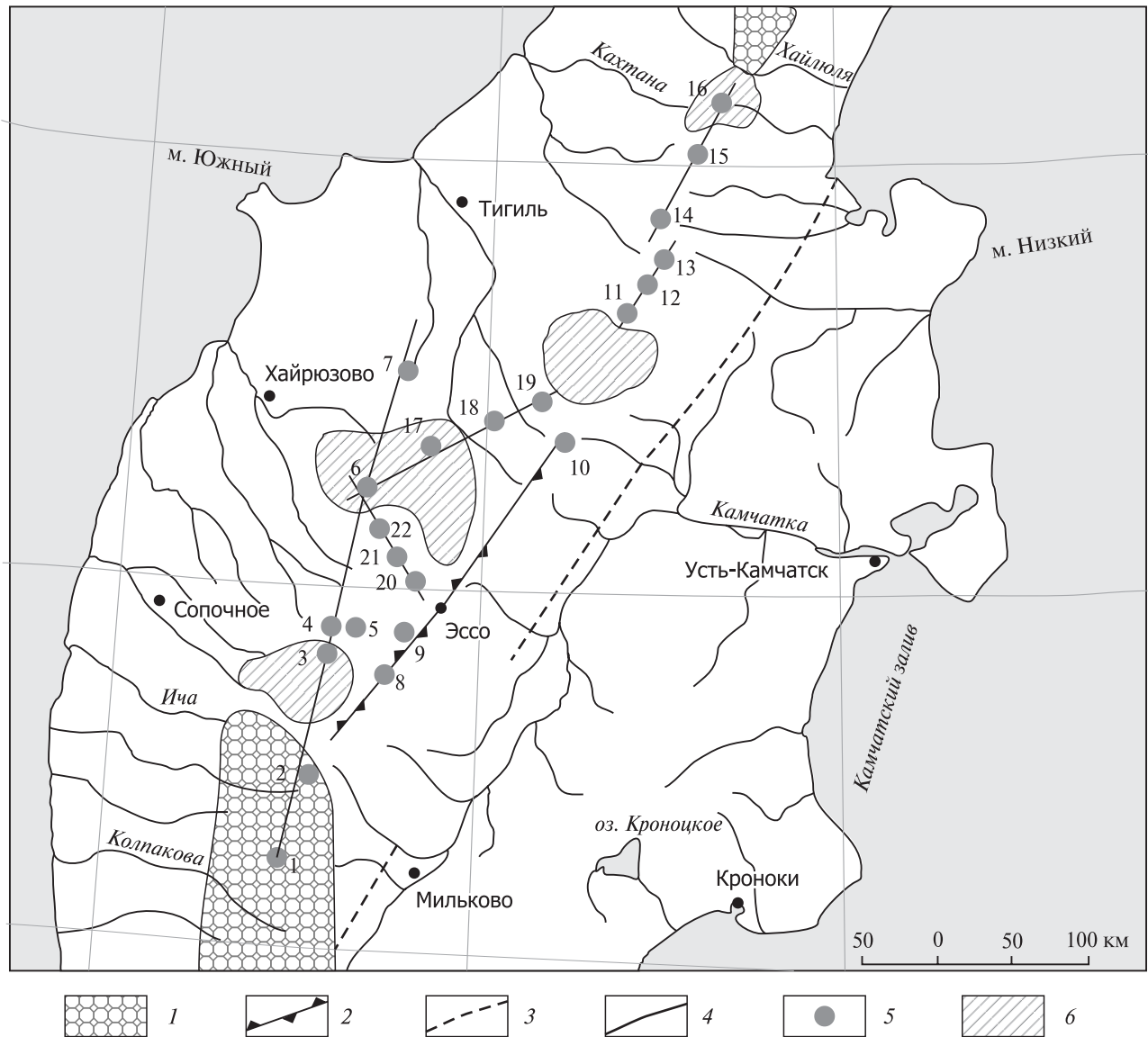
Результаты многолетних комплексных работ, выполненных коллективом авторов — Н.В. Огородовым, Н.Н. Кожемякой, А.А. Важеевской и А.С. Огородовой, — опубликованы в единственной монографии, посвященной четвертичному вулканизму Срединного хребта [Вулканы..., 1972].

←

**Рис. 1.3.** Схематическое положение вулканогенных комплексов Камчатки. Составлено по [Авдейко и др., 2002, 2006; Вольнец, 2006; Геологическая карта..., 2005], с изменениями и дополнениями автора

1–9 — вулканогенные комплексы: 1 — четвертичный Срединного хребта, 2, 3 — плиоцен-четвертичный Восточного вулканического фронта (2) и Центральной Камчатской депрессии (3), 4 — миоцен-четвертичный Южной Камчатки, 5 — олигоцен-миоценовый Центрально-Камчатской дуги, 6 — эоцен-миоценовый Корякско-Камчатской дуги, 7 — верхнемеловой–олигоценный Кронцкой дуги, 8 — верхнемеловой–палеоценовый Ачайваем-Валагинской дуги, 9 — нижнемеловой Квахонской дуги; 10–13 — прочие отложения: 10 — кайнозойские осадочные толщи, 11 — флишоидные толщи континентального происхождения (мел–палеоцен), 12 — комплексы окраинных морей (мел–эоцен), 13 — метаморфические комплексы фундамента (мел); 14–16 — разрывные нарушения: 14 — выходящие на дневную поверхность, достоверные, 15 — скрытые под вышележащими образованиями, достоверные, 16 — выделяемые по геофизическим данным

Современные вулканотектонические пояса: ВВФ — Восточного вулканического фронта; ЦКД — Центральной Камчатской депрессии; СХ — Срединного хребта; ЮК — Южно-Камчатский



**Рис. 1.4.** Схема расположения вулканов зоны Срединного хребта Камчатки по [Эрлих, 1960б]

1 — мезозойские и домезозойские породы; 2 — ось третичной антиклинальной структуры; 3 — разлом, ограничивающий депрессию р. Камчатки с запада; 4 — направления, вдоль которых располагаются вулканы; 5 — вулканы первого цикла; 6 — очаги новейшего вулканизма (цифры на карте): 1 — Хангар, 2 — группа экструзий в районе вулкана Левинсон-Лессинга, 3 — Ичинский, 4 — Большой Паялпан, 5 — Малый Паялпан, 6 — «Ленинградец», 7 — Большая Кетепана, 8 — Оччамо, 9 — Бонгабти, 10 — Алней, 11 — «Безымянный» с абсолютной отметкой 2024 м, 12 — Шишель, 13 — Айнелкан, 14 — Алнгей, 15 — Хувхойтун, 16 — «Острый», 17 — Малая Кетепана, 18 — Большой Чекчебонай, 19 — Малый Чекчебонай, 20 — Уксичан, 21 — Чингейнгейн, 22 — Янга-Ягай

В четвертичной вулканической истории хребта выделяется два этапа, для которых приводятся особенности активности, данные о составе вулкаников, а также рассматривается структурное положение вулканических центров (рис. 1.5). Данную монографию можно рассматривать как каталог вулканических центров Срединного хребта.

По данным И.В. Мелекесцева, А.Е. Шанцера, Э.Н. Эрлиха и других авторов [Камчатка..., 1974;

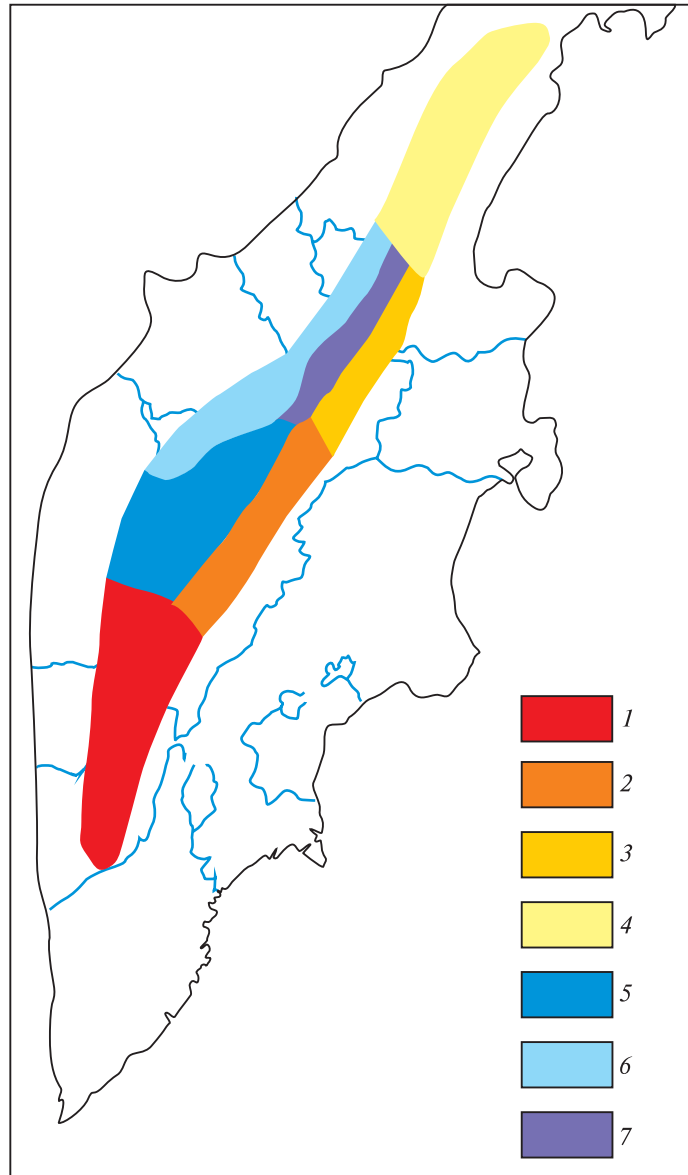
Новейший и современный вулканизм..., 2005], вулканический район Срединного хребта пространственно практически совпадает с выделенной ранее А.Н. Заварицким [1955] четвертичной вулканической зоной Срединного хребта Камчатки, в границах от р. Ичи на юге, до верховий рек Кахтаны и Хайлюли — на севере (см. рис. 1.4). Лишь наиболее восточные вулканы этой зоны накладываются на смежное на востоке аккумуля-

тивно-тектоническое поднятие центральной и северной частей Срединного хребта. Общая длина структуры достигает 450 км, при ширине от 30–40 до 80–100 км. Поперечные границы зоны тяготеют к двум долгоживущим зонам разломов северо-западного простирания. На юге такой разлом ограничивает Малкинский свод. Вдоль него проходит резкое погружение метаморфических пород под осадочные и осадочно-вулканогенные толщи миоцен-четвертичного возраста. На севере вулканический пояс резко оборван системой разломов северо-западного простирания, идущей по долинам рек Кахтаны и Хайлюли (рис. 1.6).

Грабен-синклиналь вулканического района Срединного хребта имеет сложную мозаичную структуру. Южная часть зоны на востоке наложена на опущенный комплекс миоцен-плиоценовых вулканических толщ. На западе же она накладывается на денудированную поверхность Западно-Камчатского прогиба, заполненную осадочными толщами неогенового возраста. Западная граница грабен-синклинали не имеет разломного ограничения. Восточная же — четко проходит по системе крупноамплитудных сбросов вдоль рек Быстрой (Козыревской), Анавгай и далее вдоль осевой части Срединного хребта. Северная часть грабен-синклинали отчетливо накладывается на осевую часть Срединного хребта. Фундамент ее целиком образован миоцен-плиоценовыми вулканогенными толщами. Оба борта имеют четкие разломные ограничения.

В пределах центральной вулканической части Срединного хребта достаточно четко выделяются две структурно-геоморфологические зоны: зона преимущественно третичного и зона четвертичного вулканизма [Вулканы..., 1972]. Более ранняя соответствует восточной части Срединного хребта и включает хребты Быстринский, Козыревский, Крюки, Столовая Тундра. Зона четвертичного вулканизма развита в основном в центральной и западной частях Срединного хребта. В последней выделяется западная вулканическая подзона, в пределах которой расположены крупные нижнечетвертичные щитообразные вулканы, аккумулятивно насаженные на структурно-денудационный рельеф Западно-Камчатской равнины.

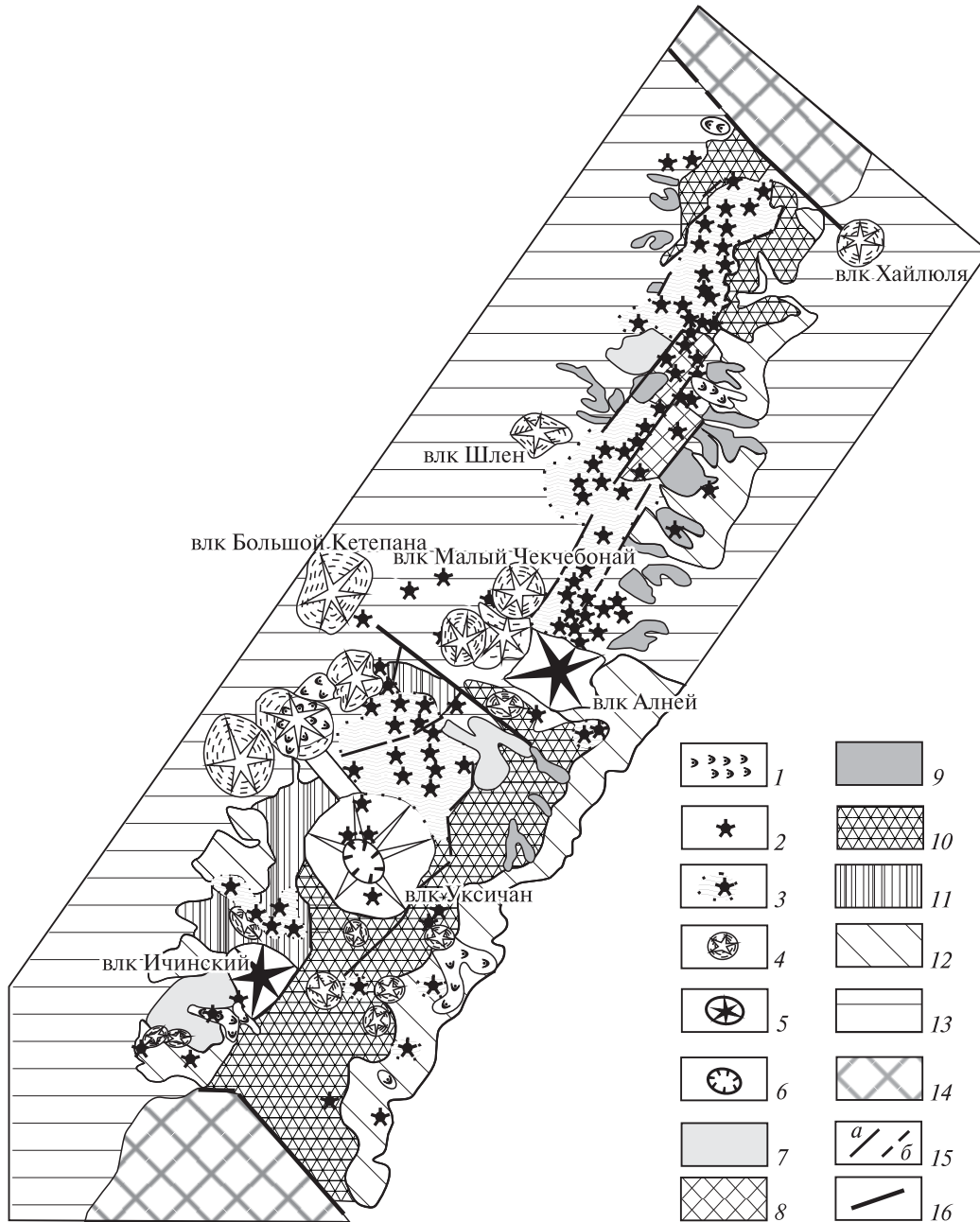
В четвертичное время, по данным монографий [Вулканы..., 1972; Камчатка..., 1974], в Срединном хребте образовалось 120 вулканов поли-



**Рис. 1.5.** Схема геоморфологического районирования Срединного хребта по [Вулканы..., 1972]

1 — Срединный массив; 2–4 — зона третичного вулканизма: 2 — Козыревско-Быстринская подзона, 3 — Двухюрточная подзона, 4 — Паланская подзона; 5–7 — зоны четвертичного вулканизма: 5 — Южная вулканическая подзона, 6 — Западная вулканическая подзона, 7 — Северная вулканическая подзона

генного типа и около 1000 мелких моногенных вулканических образований (шлаковых конусов и лавовых потоков) (рис. 1.7). Считалось [Вулканы..., 1972], что более 150 вулканических центров хребта имеют позднеплейстоценовый возраст; значительная часть этих вулканических сооружений относилась даже к голоцену, а целый ряд одноактных вулканов, по мнению авторов, образовался даже в историческое время.



**Рис. 1.6.** Схема основных морфогенетических типов (комплексов типов) рельефа вулканической зоны Среднего хребта Камчатки по [Камчатка..., 1974]

1 — участки лавовых полей ареального вулканизма ( $Q_3^3-Q_4$ ); 2 — щитовые и конусовидные стратовулканы второго базальтового этапа вулканизма ( $Q_3-Q_4$ ); 3 — основные районы интенсивной аккумуляции молодых базальтовых лав — плоские вулканические доли и вулканические хребты ( $Q_3-Q_4$ ); 4 — вулканы щитообразные, дифференцированные вулканы первого, раннего, этапа четвертичного вулканизма ( $Q_1-Q_2$ ); 5 — сложные по генезису длительно живущие вулканические массивы; 6 — кальдера вулкана Уксичан; 7 — лавовые платообразные останцы вулканов Черпук, Окси, Теклетунуп ( $N_3^3-Q_1$ ); 8 — эрозионно-вулканический и денудационно-тектонический рельеф; 9 — денудационно-вулканический рельеф — лавовые платообразные останцы, в основном реликты крупных щитообразных вулканов ( $N_3^3-Q_1$ ); 10 — денудационно-тектонический рельеф, резко расчлененный, высокогорного облика, преимущественно на отложениях плиоценового возраста ( $N_3^3-Q_1$ ); 11 — денудационно-тектонический рельеф, среднегорный, на дочетвертичных вулканогенных комплексах; 12 — существенно денудационный (эрозионно-денудационный) рельеф, слабо контрастный, низко-среднегорный, преимущественно на породах доплиоценового возраста; 13 — холмисто-увалистая структурно-денудационная равнина с элементами низкогогорья, в основном на верхнеэогеновых осадочных отложениях; 14 — выступы сложного по генезису древнего рельефа на отложениях мезозойского (?) возраста; 15 — тектонические нарушения, фиксирующие грабен: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 16 — диагональные структурные швы

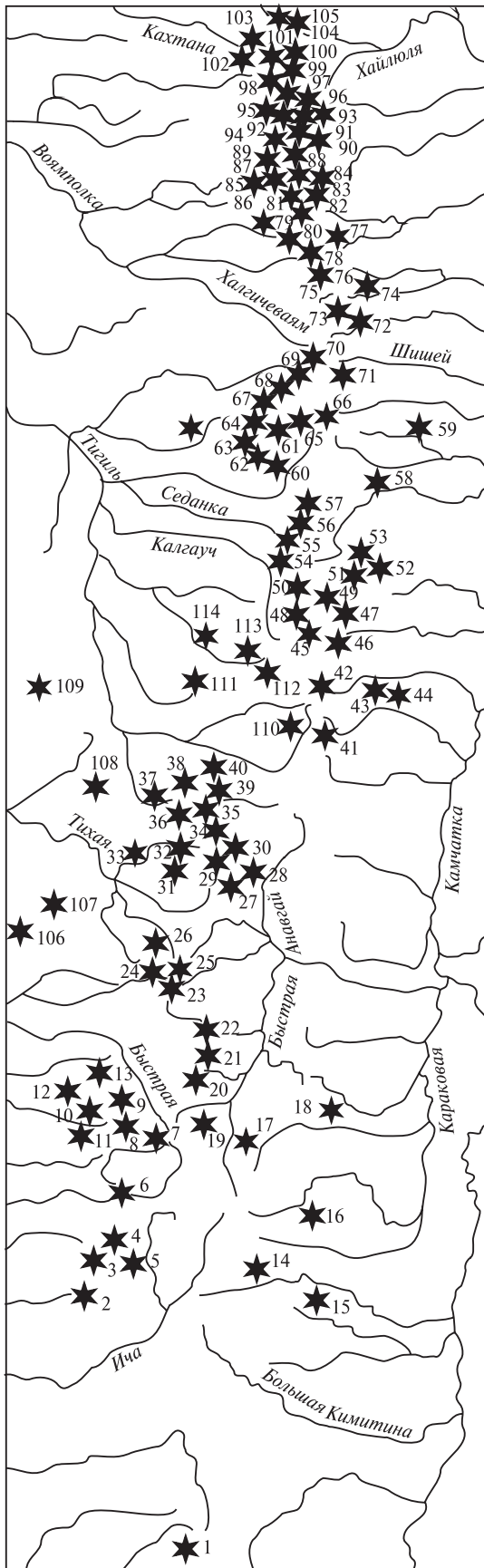


Рис. 1.7. Четвертичные вулканы Срединного хребта по [Вулканы..., 1972]

- |                      |                                    |
|----------------------|------------------------------------|
| 1. Хангар            | 58. Кебеней                        |
| 2. Лаучачан          | 59. Кунхилок                       |
| 3. Продольный        | 60. Седанкинский                   |
| 4. Лаучан            | 61. Медвежий                       |
| 5. Кобалан           | 62. Леунонгей                      |
| 6. Ичинский          | 63. Тузовский                      |
| 7. Малый Паялпан     | 64. Твитунуп                       |
| 8. Тынуа             | 65. Средний                        |
| 9. Ньолканде         | 66. Горного института              |
| 10. Большой Паялпан  | 67. Рассошина                      |
| 11. Паялпан          | 68. Титила                         |
| 12. Этопань          | 69. Междусопочный                  |
| 13. Носичан          | 70. Односторонний                  |
| 14. Кимитина         | 71. Шишель                         |
| 15. Плоский          | 72. Озерной                        |
| 16. Ахтанг           | 73. Еловский                       |
| 17. Козыревка        | 74. Озерновский поток              |
| 18. Романовка        | 75. Каменистый                     |
| 19. Оччамо           | 76. Алнгей                         |
| 20. Бонгабти         | 77. Ука                            |
| 21. Бунаня           | 78. Теклетунуп                     |
| 22. Эбев-Бунанья     | 79. Плоский                        |
| 23. Уксичан          | 80. Увальней                       |
| 24. Чингейнгейн      | 81. Сергеева                       |
| 25. Куюл             | 82. Кайленэй                       |
| 26. Нубалькич        | 83. Лагерный                       |
| 27. Анаун            | 84. Кевенэйтунуп                   |
| 28. Крайний          | 85. Белый                          |
| 29. Бунанья          | 86. Мутный                         |
| 30. Кекурный         | 87. Новограбленова                 |
| 31. Геодезистов      | 88. Хувхойтун                      |
| 32. Будули           | 89. Атласова                       |
| 33. Кулкев           | 90. Слюнина                        |
| 34. Копкан           | 91. Лелякина                       |
| 35. Янпат            | 92. Снежный                        |
| 36. Чавыча           | 93. Гречишкина                     |
| 37. Этгела           | 94. Кевенэй                        |
| 38. Олька            | 95. Тунупилякум                    |
| 39. Ветровый         | 96. Итктунуп                       |
| 40. Кругленький      | 97. Кутина                         |
| 41. Верховой         | 98. Острый                         |
| 42. Алней-Чашаконджа | 99. Снеговой                       |
| 43. Малый Алней      | 100. Лангуткин                     |
| 44. Половинный       | 101. Северный                      |
| 45. Киреунский       | 102. Кахтана                       |
| 46. Черный           | 103. Воюмпольский                  |
| 47. Двухьюрточный    | 104. Ламутский                     |
| 48. Центральный      | 105. Иэгтунуп                      |
| 49. Пограничный      | 106. Большой                       |
| 50. Водораздельный   | 107. Кекукнайский<br>(Ленинградец) |
| 51. Заозерный        | 109. Большая Кетепана              |
| 52. Кастрюля         | 110. Тигильский                    |
| 53. Олений           | 111. Большой Чекчебонай            |
| 54. Калгауч          | 112. Переваловый                   |
| 55. Близнец          | 113. Малый Чекчебонай              |
| 56. Калгнитунуп      | 114. Овальный                      |
| 57. Федотыч          | 115. Шлен                          |

Приведенные данные о возрасте вулканов Срединного хребта базировались на свежем морфологическом облике построек и соотношении вулканических форм с позднеплейстоценовыми моренами; изотопного датирования не проводилось. Тем не менее масштаб и интенсивность базальтового монокенного вулканизма последних 40–50 тыс. лет здесь значительно больше, чем в других вулканических районах Камчатки. Площадь базальтовых излияний в позднеплейстоцен-голоценовое время, по оценке И.В. Мелекесцева [Новейший и современный вулканизм..., 2005], превышает 8500–9000 км<sup>2</sup>, а объем изверженного материала (включая вулкан Ичинский) оценивается в 2000–2150 км<sup>3</sup>. По оценке Н.Н. Кожемяки [Камчатка..., 1974], четвертичные эффузивы вулканического района Срединного хребта занимают площадь 18 500–19 000 км<sup>2</sup>, а объем изверженного материала достигает 5000–5150 км<sup>3</sup>. По данным монографии [Вулканы..., 1972], верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы имеют почти исключительно базальтовый состав.

### 1.3. Вещественный состав вулканитов

В последние годы появился ряд публикаций, посвященных изучению вещественного состава вулканитов Срединного хребта [Авдейко и др., 2002, 2006; Авдейко, Палуева, 2009; Вольтнец О., 1993; Вольтнец А. и др., 2005; Вольтнец А., 2006; Вольтнец А., Певзнер, 2009; Перепелов, 2004, 2005; Перепелов и др., 2006; Плечов, 2008; Churikova et al., 2001; Perepelov et al., 2004; Tatsumi et al., 1995; Volynets O., 1994; Volynets A. et al., 2010; и др.] Пожалуй, наиболее представительными

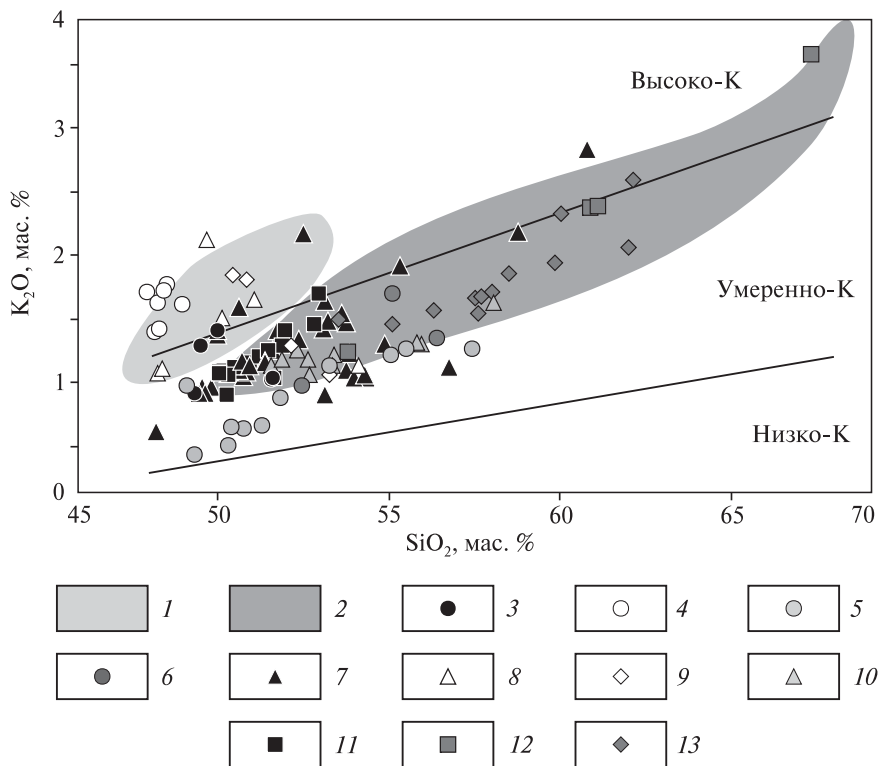


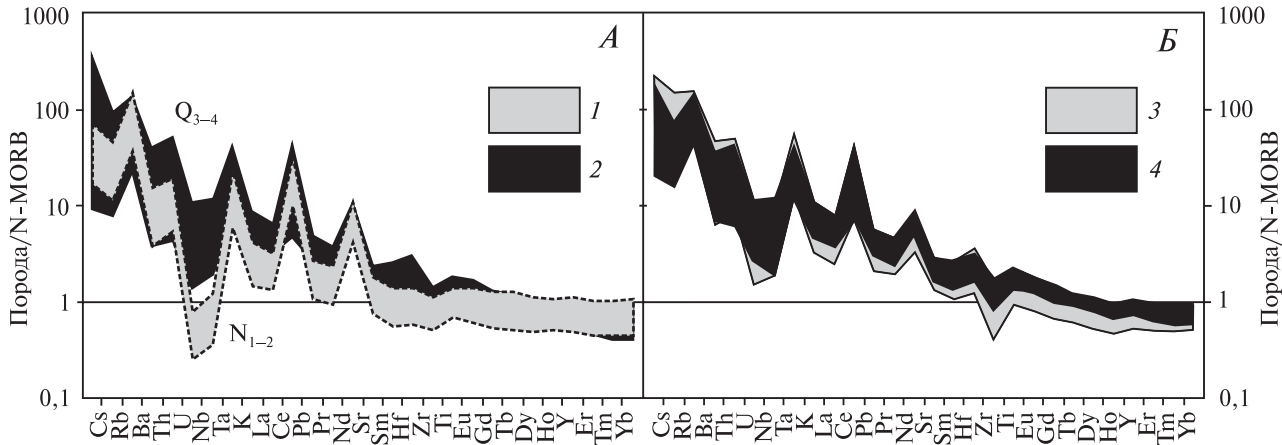
Рис. 1.8. Классификационная диаграмма зависимости  $K_2O$  от  $SiO_2$  для пород Срединного хребта Камчатки по [Вольтнец и др., 2005]

1, 2 — состав пород: 1 — внутриплитного типа Ичинской зоны монокенного вулканизма, 2 — островодужного типа Ичинского вулкана и зоны монокенного вулканизма по [Churikova et al., 2001]; 3 — щитовые базальты Седанкинского дола; 4 — плато р.левой Озерной; 5 — плато р.Правой Озерной; 6 — Двухюрточное плато и базальты хребта Крюки; 7 — монокенное поле Седанкинского дола; 8 — Кекукнайское монокенное поле; 9 — Теклетунуп; 10 — монокенное поле р.Правой Озерной; 11 — вулкан Титила; 12 — вулкан Горного Института; 13 — массив Алней-Чашаконджа.

Дискриминационные линии по [Le Maitre et al., 1989]; вулканиты 1–4, 7 образовались в миоцен-плиоценовое время [Перепелов и др., 2006; Volynets et al., 2010]

данными — как по площади опробования, так и по объему коллекции — можно считать результаты работ А.О. Вольтнец с коллегами, в которых были изучены позднеоген-четвертичные вулканиты от Ичинского массива на юге до верховьев р. Озерной на севере [Volynets A. et al., 2010].

По данным А.О. Вольтнец [Volynets A. et al., 2010], вулканизм Срединного хребта разделяется на два типа. Первый характеризуется типично островодужными породами; извержения этого этапа происходили в миоцен-плиоценовое время и, видимо, были связаны с олигоцен-раннемиоценовой [Леглер, 1977] субдукцией под континентальную окраину Камчатки. Второй тип начинается с эоплейстоцена и характеризуется извержениями пород «гибридного» состава, в котором сочетаются признаки островодужного и внутриплитного происхождения.



**Рис. 1.9.** Характеристики вещественного состава вулканических пород Срединного хребта. Данные А.О. Во-  
лынец из [Певзнер, Волынец, 2006]

На *А* — распределение микроэлементов в неогеновых лавах плато и позднплейстоцен-голоценовых вулканических породах стратовулканов и моногенных центров: 1, 2 — породы: 1 — неогеновые, 2 — позднплейстоцен-голоценовые.

На *Б* — распределение микроэлементов в плейстоцен-голоценовых вулканических породах Ичинской (южная часть хребта) и Седанкинской (северная часть хребта) зон моногенного вулканизма: 3, 4 — зоны: 3 — Ичинская, 4 — Седанкинская.

Концентрации микроэлементов нормализованы на N-MORB [Sun, McDonough, 1989], порядок элементов по [Hofmann, 1988], добавлены Cs и все REE

Все плейстоцен-голоценовые породы Срединного хребта принципиально идентичны и относятся к умеренно- и высококалиевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Существенных вариаций в геохимическом составе четвертичных вулканитов вдоль простирания хребта не обнаружено: породы имеют сходный состав вне зависимости от их положения к северу или югу от Берингийской зоны трансформных разломов, по которой принято проводить границу Тихоокеанской плиты [Волынец, 2006; Певзнер, Волынец, 2009; Volynets A. et al., 2010] (рис. 1.8 и 1.9). Это позволяет считать, что вулканизм Срединного хребта в четвертичное время имеет общую геологическую историю и причины активизации.

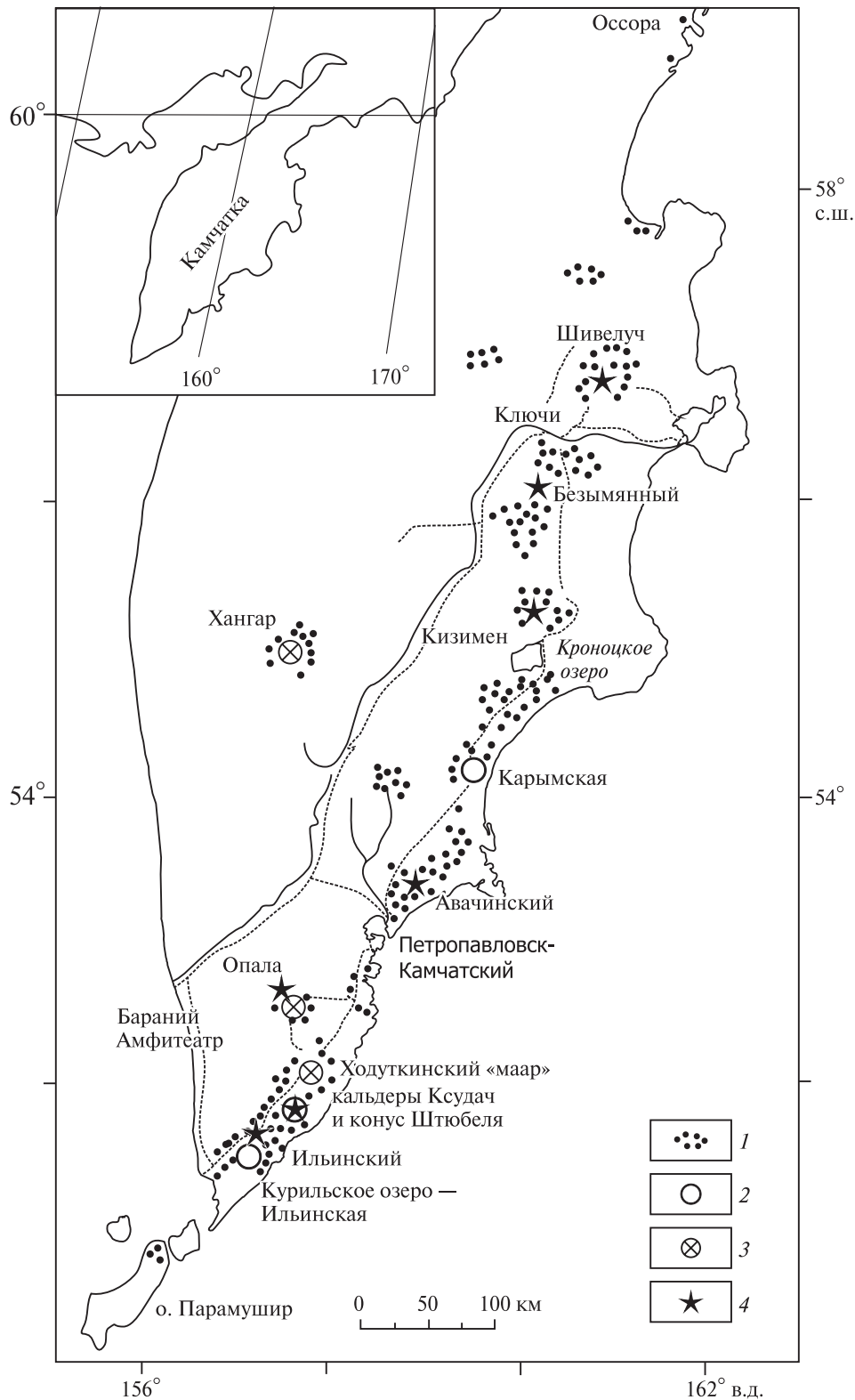
## 1.4. Изученность вулканизма голоценового этапа

К началу работ автора (1997 г.) единственным действующим вулканом Срединного хребта считался Ичинский, что мотивировалось свежим морфологическим обликом 12 лавовых потоков, излившихся по краю соммы, и зафиксированной фумарольной активностью [Действующие вулканы..., 1991]. Также было известно о голоценовом возрасте двух моногенных вулканических

центров северной части хребта: по тейфрохронологическим данным Озерновский лавовый поток образовался в раннем [Braitseva et al., 1995], а Киреунский — в среднем (устное сообщение В.В. Пономаревой) голоцене. Было известно одно извержение вулкана Хангар с возрастом около 6900–7000  $^{14}\text{C}$  лет [Брайцева и др., 1994].

При этом во фронтальной зоне Камчатки к началу века было известно 29 действующих и потенциально активных вулканов полигенного типа и несколько десятков моногенных вулканических центров, проявлявших активность в голоцене [Брайцева и др., 2001; Действующие вулканы..., 1991; Мелекесцев и др., 2001] (рис. 1.10; табл. 1.1). Был определен возраст большинства действующих вулканов Камчатки, а также реконструирована история их эруптивной активности (рис. 1.11). Пеплы крупнейших извержений были прослежены и скоррелированы вдоль всей изученной территории (см. рис. 1.10), определены главные отличия вещественного состава тейфра, принадлежащих разным вулканам (рис. 1.12). Маркирующие прослои тейфры использовались не только для датирования вулканических событий, но также для датирования речных и морских террас, обвалов, лахаров, цунами, разломов [Мелекесцев и др., 1987; Мелекесцев, Брайцева и др., 1994; Пинегина и др., 2000], голоценовых подвижек ледников [Савоскул, 2000; Solomina et al., 1995] и первобытных стоянок [Брайцева и др., 1983; Мелекесцев и др., 1987] (рис. 1.13).





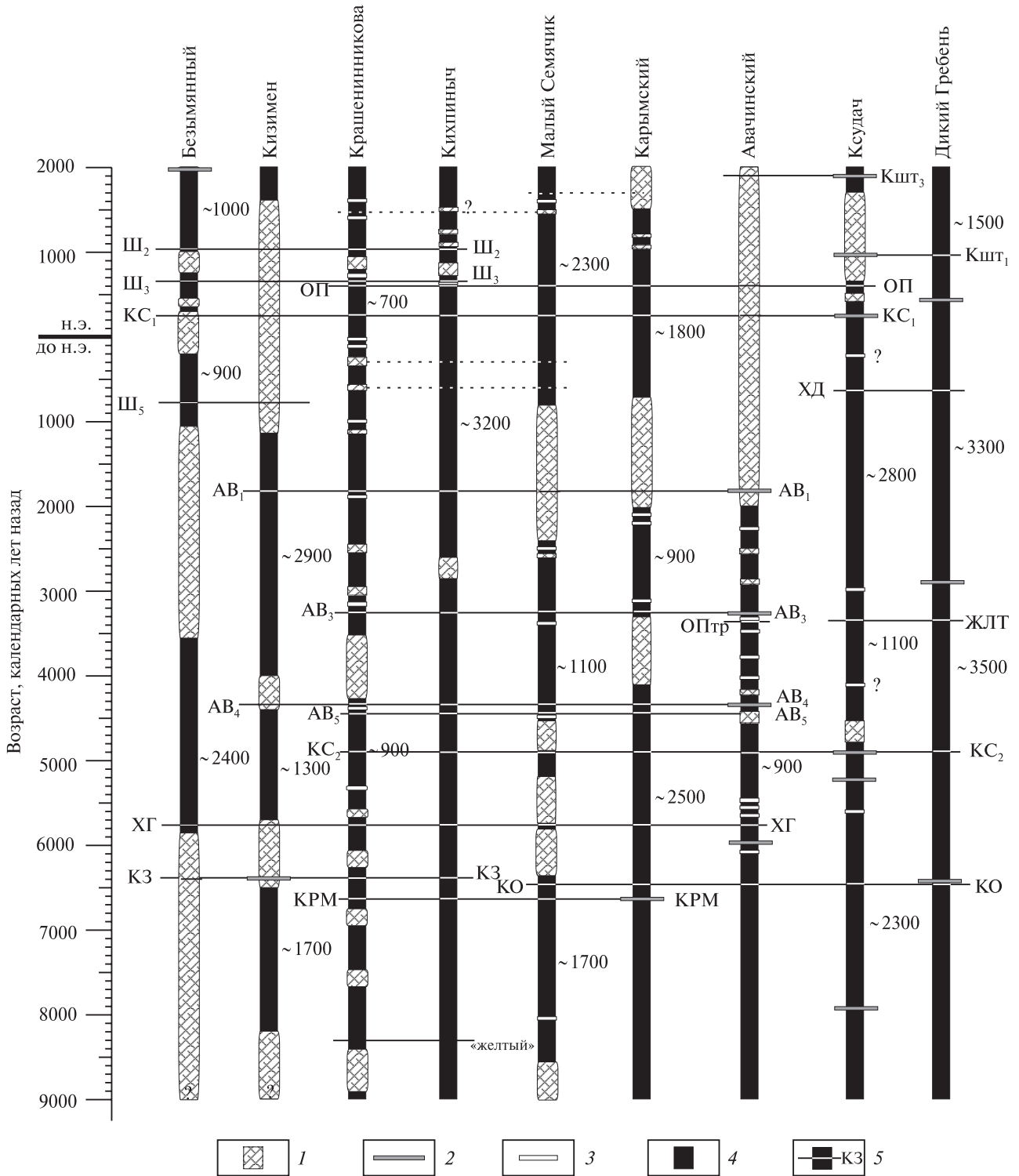
**Рис. 1.10.** Схематическая карта расположения действующих и потенциально активных вулканических образований Камчатки по состоянию на 2001 г. по [Брайцева и др., 2001]

1 — районы, в которых проводились тephрохронологические и радиоуглеродные исследования, направленные на изучение голоценовой эруптивной активности вулканических центров полуострова; 2 — кальдеры; 3 — эксплозивные кратеры; 4 — стратовулканы

Таблица 1.1. Предлагаемый вариант списка действующих и потенциально активных вулканических образований Камчатки [Мелекесцев и др., 2001]

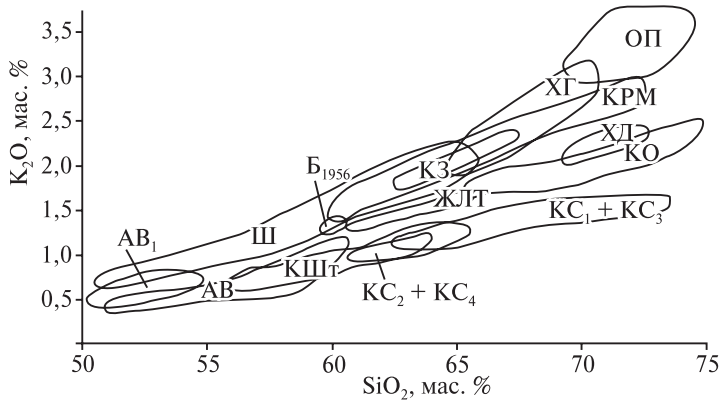
Номер п/п	Тип вулканического образования	Критерии выделения		
		исторические документированные извержения	извержения последних 3500 лет, датированные геологическими методами	фумарольная активность за последние столетия
<b>Многоактные вулканы</b>				
1	Шивелуч (Молодой Шивелуч)	+	+	+
2	Ключевской	+	+	+
3	Безымянный	+	+	+
4	Плоский Толбачик	+	+	+
5	Плоская Дальняя сопка (Ушковский)	–	–	+
6	Кизимен	+	+	+
7	Высокий	–	+	+
8	Комарова	–	+	+
9	Гамчен (вулкан Бараний)	–	+	+
10	Кроноцкий	+ ?	– ?	–
11	Крашенинникова	–	+	+
12	Кихпиныч	–	+	+
13	Тауншиц	–	+	–
14	Малый Семячик	+	+	+
15	Карымский	+	+	+
16	Жупановский	+	+	+
17	Корякский	+	+	+
18	Авачинский	+	+	+
19	Опала	+	+	– ?
20	Горелый	+	+	+
21	Мутновский	+	+	+
22	Ходутка	–	+	–
23	Ксудач (конус Штюбеля)	+	+	– ?
24	Желтовский	+	+	+
25	Ильинский	+	+	– ?
26	Дикий Гребень	–	+	–
27	Кошелева	+	+ ?	+
28	Камбальный	+	+	–
29	Хангар	–	+	–
30	Ичинский	–	+ ?	+
<b>Прочие вулканические образования</b>				
<i>Региональные зоны шлаковых конусов</i>				
1	Толбачинская	+	+	+
2	Плоских Сопок	–	– ?	–
<i>Поля ареального базальтового вулканизма</i>				
1	Толмачев Дол	–	+	–
2	Бассейн рек Средней илевой Авачи	–	+	–
<i>Поля концентрированного проявления многовыходного экструзивного вулканизма</i>				
1	Большой Семячик	–	+ ?	– ?

Примечание. Знак «+» обозначает наличие, знак «–» — отсутствие, знак «?» — требуется проверка и уточнение.

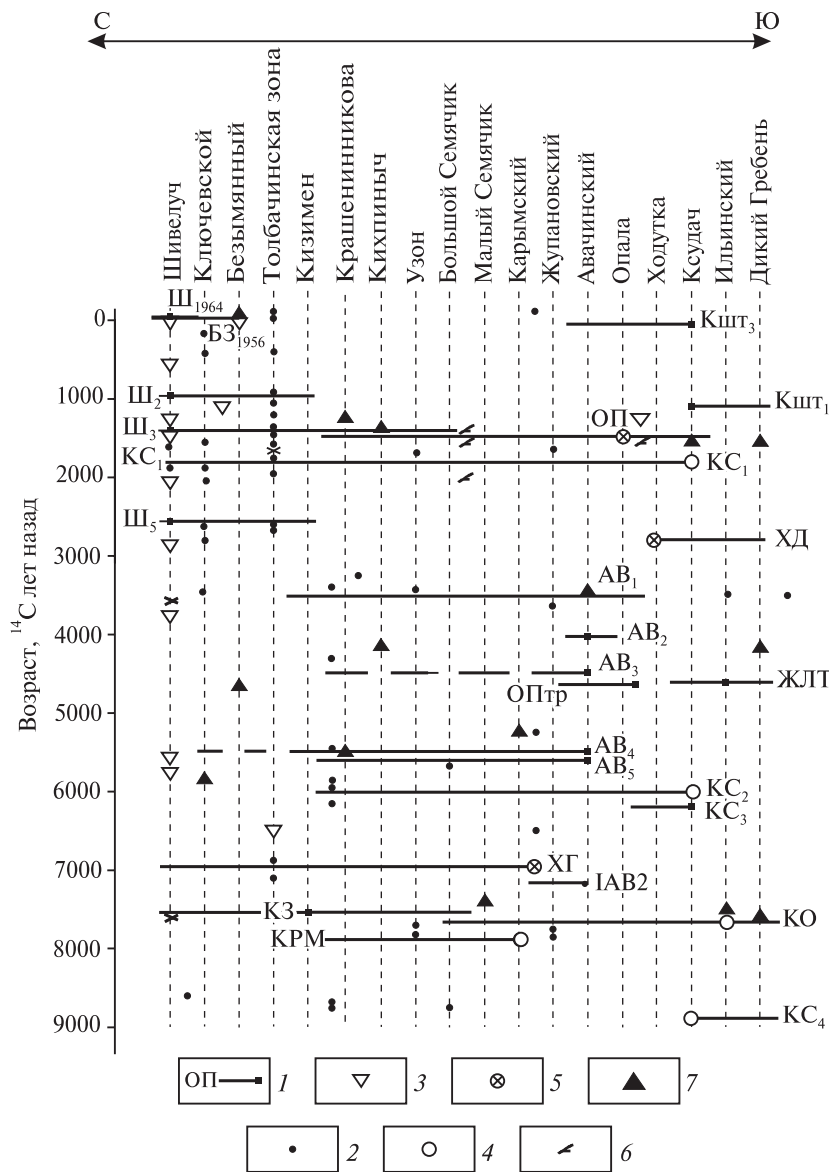


**Рис. 1.11.** Периоды активизации и периоды относительного покоя голоценовых вулканов Камчатки по [Брайцева и др., 2001]

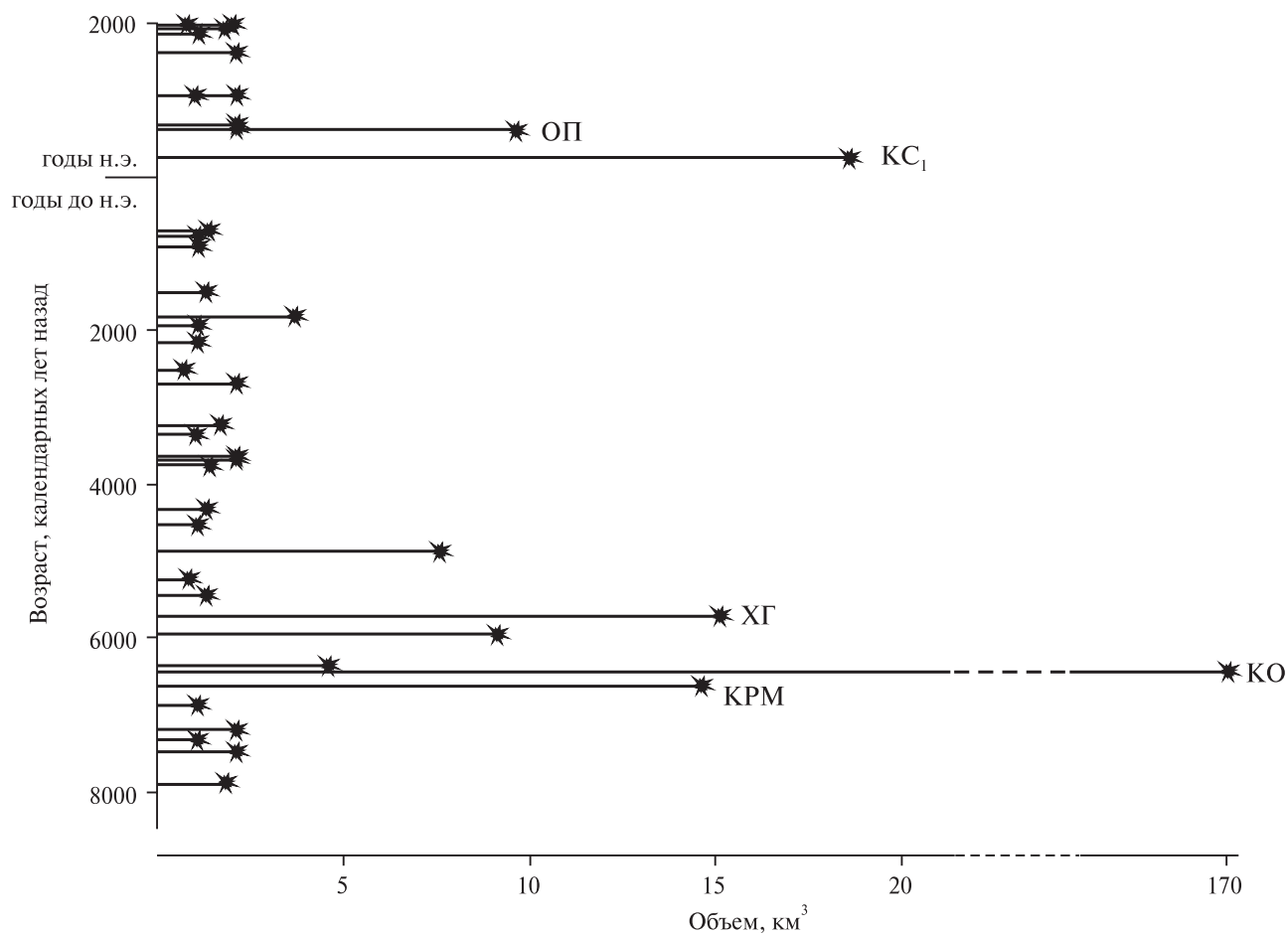
1–3 — вулканическая активность: 1 — периоды активности, 2 — отдельные сильные извержения; 3 — отдельные умеренные извержения; 4 — периоды покоя; 5 — маркирующие прослои вулканических пеплов камчатских вулканов: АВ — Авачинского, Ш — Шивелуча, КШТ — конуса Штюбеля, КС — Ксудача, ЖЛТ — Ильинского, ХГ — Хангара, КЗ — Кизимена, КРМ — Карымского, Б<sub>1956</sub> — Безымянного 1956 г., ХД — Ходутки, ОП — Опалы, КО — кальдеры Курильского озера



**Рис. 1.12.** Соотношение  $K_2O$  и  $SiO_2$  в маркирующих прослоях голоценовых пеплов камчатских вулканов по [Брайцева и др., 2001] Условные обозначения см. на рис. 1.11



**Рис. 1.13.** Возраст вулканических центров и извержений фронтальной зоны Камчатки по [Брайцева и др., 2001] 1 — маркирующие прослоя тefры; 2 — моногенные вулканы; 3 — крупные обломочные лавины; 4 — кальдеры; 5 — кратеры субкальдерных извержений; 6 — культурные слои первобытных стоянок; 7 — начало формирования вулканических конусов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.11



**Рис. 1.14.** Крупнейшие эксплозивные извержения на Камчатке в голоцене по [Пономарева и др., 2008], календарные возрасты извержений по [Gusev et al., 2003]

Извержения: ОП — кратер Бараний Амфитеатр на вулкане Опала, КС<sub>1</sub> — кальдера V на вулкане Ксудач, ХГ — субкальдерное извержение вулкана Хангар, КО — кальдера Курильского озера, КРМ — кальдера Карымская

Анализ хронологии крупнейших эксплозивных извержений (рис. 1.14) позволил выделить два этапа усиления вулканической активности: ранне- (ОП, КС<sub>1</sub>) и позднеголоценовый (ХГ, КО, КРМ) [Мелекесцев и др., 1998, 2003].

## 1.5. Гипотезы вулканической активности Срединного хребта в четвертичное время

Причины молодой (четвертичной) вулканической активности в пределах миоцен-плиоценовой вулканической дуги Срединного хребта Камчатки традиционно вызывают большие споры. На сегодняшний день большинство исследователей склоняются к тому, что в позднем

миоцене — плиоцене в результате аккреции Кронцкой дуги субдукция под Срединный хребет была заблокирована [Авдейко и др., 2006; Константиновская, 1999; Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003; и др.]. По модели В.А. Леглера [1977], олигоценый вулканический пояс Центральной Камчатки (Срединного хребта) возник над зоной субдукции, направленной так же, как современная, однако выходящей на поверхность существенно западнее. В плиоцене эта зона субдукции отмирает, а в 150 км восточнее зарождается новая, существующая до настоящего времени и порождающая Восточный вулканический пояс.

Отмирание олигоценовой зоны субдукции связывается с коллизией с Кронцкой дугой, сопровождавшейся последовательным причленением к Камчатке восточных полуостровов: Шипунского полуострова (~7 млн л.н), Кронцкого полуострова (~5 млн л.н.) и п-ова Камчатского

мыса (~2 млн л.н.) [Шапиро, Ландер, 2003]. У восточных берегов Камчатки образовалась новая зона субдукции, характеризующая современную конфигурацию погружающегося края Тихоокеанской плиты. Согласно этим представлениям, четвертичный вулканизм Срединного хребта связывается с длительным развитием очагов магмогенерации над уже отмершей зоной субдукции и считается реликтом миоценовой активности [Авдейко и др., 2002, 2006; Авдейко, Палуева, 2009; Леглер, 1977; Шанцер, Шапиро, 1993; Шапиро, Ландер, 2003; Lander, Shapiro, 2007]. При этом результаты сейсмотомографических исследований [Gorbatov et al., 2000; Jiang et al., 2009] показывают отсутствие сейсмически видимого слэба под территорией Срединного хребта (рис. 1.15).

Современные данные по геохимии и геодинамике района свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации существующей здесь четвертичной вулканической активности. Наибольший интерес как с геохимической, так и с геодинамической точек зрения, как правило, вызывает проявление в Срединном хребте вулканизма с внутриплитными геохимическими характеристиками. О.Н. Вольнец объясняет этот феномен поднятием мантийных плюмов из глубинных частей мантии [Volynets, 1994]. Поднятие мантийных плюмов связывается с глубинными разломами, проникающими в континентальный блок в момент формирования глубоководного желоба и зоны субдукции.

А.Б. Перепелов с соавторами [2006] полагают, что четвертичный вулканизм хребта образуется в рифтогенной обстановке и не имеет прямой (вещественной) связи с современной Тихоокеанской плитой. Так, на примере вулканического центра Теклетунуп автор [Перепелов, 2004, 2005] делает вывод о том, что процессы магмообразования, которые привели к развитию шошонит-латитового магматизма в тыловой части вулканического пояса Срединного хребта, могут быть отнесены к постсубдукционным. Магмообразование такого типа автор связывает с этапом прекращения активной субдукции и началом процессов растяжения в литосфере, который фиксируется появлением субщелочных магм на двух разобщенных временных интервалах ( $N_1^3-N_2^1$  и плейстоцен).

В работе М.В. Портнягина с соавторами [Portnyagin et al., 2005] высказывается предположе-

ние, что возобновление вулканизма в миоценовой дуге Срединного хребта Камчатки вызвано притоком обогащенной тихоокеанской мантии в мантийный клин под центральной Камчаткой вместе с интенсивным потоком флюида. Согласно В.П. Трубицыну с коллегами [1998], вулканизм северной части Срединного хребта является следствием мантийной конвекции под Командорской котловиной, наведенной за счет движения Тихоокеанской плиты.

П.Ю. Плечов [2008] считает Срединный хребет тыловой зоной зрелой островной дуги, лишенной потока флюидов; молодой вулканизм связывается с новой областью магмогенерации, которая — после перерыва в вулканической активности — начинает формироваться в связи с плавлением пироксенитов нижней части островодужной коры.

Согласно Ё.Татсуми с соавторами [Tatsumi et al., 1995], появление расплавов под вулканами хребта объясняется аномально высокими температурами надсубдукционного мантийного клина вблизи бокового края погружающейся плиты. Авторы работы [Park et al., 2001] полагают, что существует горизонтальное мантийное течение, огибающее погруженную часть Тихоокеанской плиты северо-западнее Командорских островов.

Н.И. Селиверстов [2009] считает, что вулканический пояс Срединного хребта возник в олигоцене над зоной субдукции, выходявшей на поверхность там же, где и сейчас (в Курило-Камчатском желобе), но в то время существенно более пологой, чем современная. После резкого увеличения наклона субдуцируемой плиты в плиоцене произошло смещение вулканической активности к востоку. Проявление же вулканизма в четвертичное время связывается с инерционностью развития вулканических очагов.

В работе Т.Г. Чуриковой с коллегами [2009] Срединный хребет рассматривается как задуговой регион современной зоны субдукции. При этом предполагается наличие под ним высоконагретой (600–700 °С) пластичной асейсмичной плиты. В работах [Пономарева и др., 2008; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; и др.] указывается, что четвертичный вулканизм Срединного хребта представляет собой тыловую зону современной Курило-Камчатской островодужной системы.

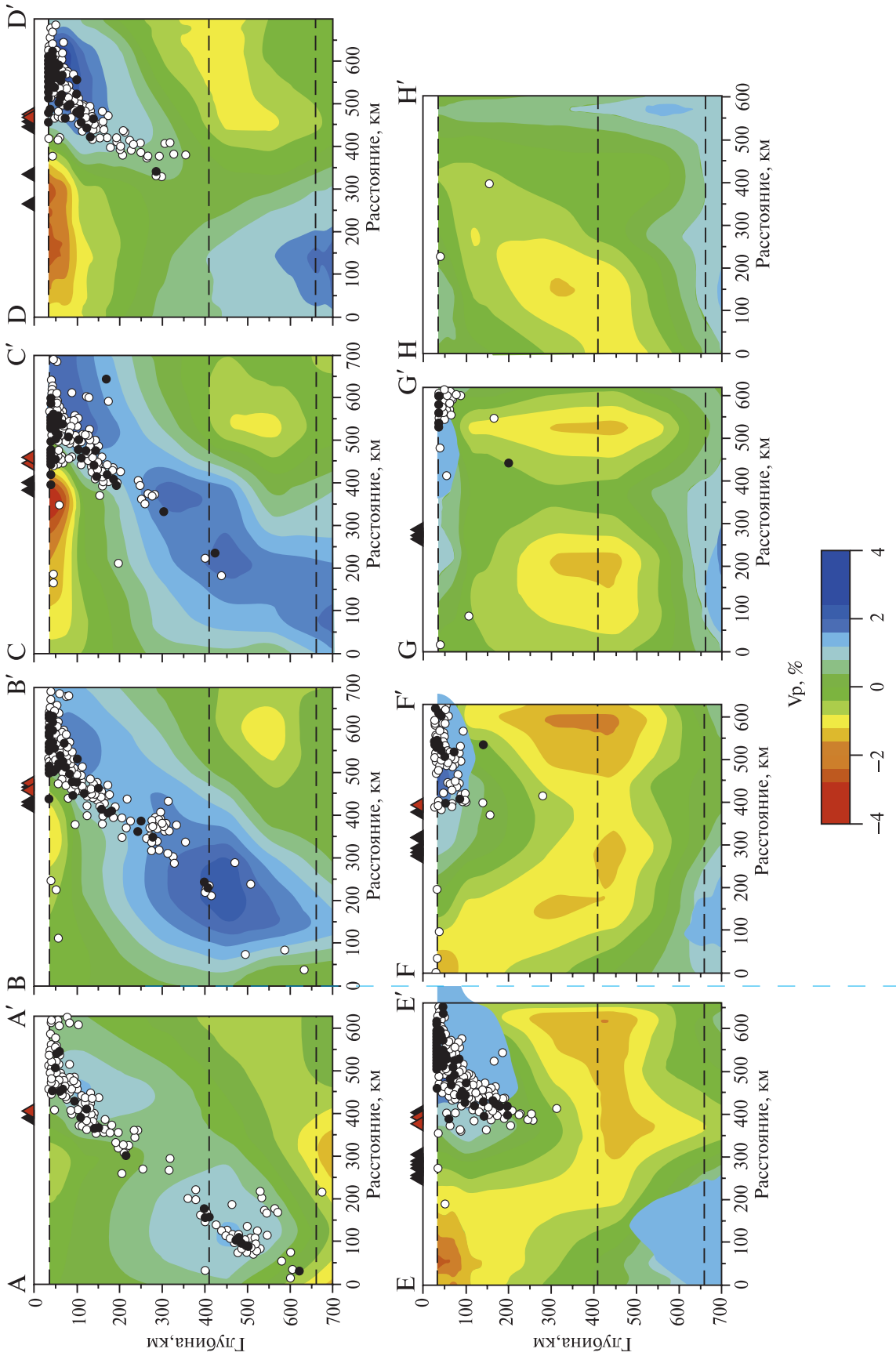
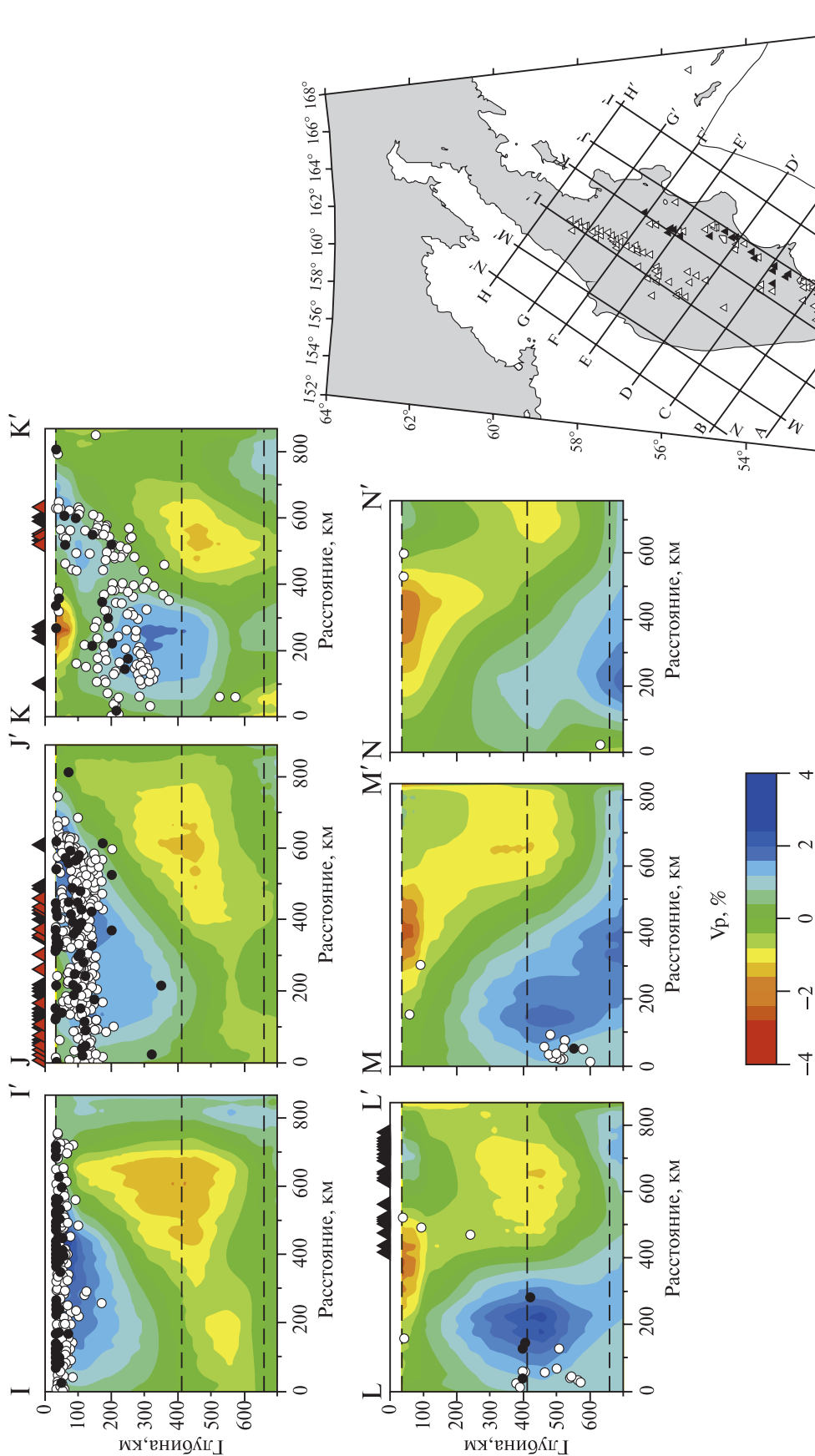


Рис. 1.15. Сейсмографическое профилирование Камчатки по [Jiang et al., 2009]. На врезке показано положение профилей на карте полуострова. Срединный хребет пересекается поперечными профилями С–Н и продольным L



**Рис. 1.15.** Окончание

На вертикальных томографических разрезах красный и синий цвета — соответственно низкие и высокие скорости распространения продольных сейсмических волн. Черные и красные треугольники обозначают соответственно недействующие и активные вулканы в пределах 30-километровой зоны каждого профиля, белые кружки — положения гипоцентров землетрясений в пределах той же зоны относительно каждого разреза (параметры эпицентров получены с веб-сайта IRIS), черные кружки — гипоцентры землетрясений по данным [Engdahl et al., 1998], которые должны быть более точными. Штриховые линии — граница Мохо и границы скачкообразного изменения скорости распространения сейсмических волн на глубинах 410 и 660 км.

На врезке черные и белые треугольники — соответственно активные и недействующие вулканы



\* \* \*

На сегодняшний день не существует единого мнения о происхождении молодого (четвертичного) вулканизма в Срединном хребте Камчатки.

Хребет может представлять собой третий тыловой вулканический пояс современной Курило-Камчатской островодужной системы [Селиверстов, 2009; Чурикова и др., 2009; Churikova et al., 2001; Tatsumi et al., 1995; Volynets et al., 2010; и др.]. В этом случае, по-видимому, должна подразумеваться прямая (вещественная) связь четвертичных магм Срединного хребта с потоком флюидов, отделяющихся от погружающейся Тихоокеанской плиты. Вместе с тем, молодой вулканизм хребта может иметь реликтовый характер, т.е. «догорает» погребенный слэб миоценовой дуги [Авдейко и др., 2002, 2006; Авдейко, Палуева, 2009; Леглер, 1977; Трубицын и др., 1998; Шапиро, Ландер, 2003; Lander, Shapiro, 2007; Volynets, 1994]. При этом результаты сейсмотомографических исследований [Gorbatov et al., 2000; Jiang et al., 2009] показывают отсутствие сейсмически видимого слэба под территорией Срединного хребта.

Нельзя исключить и такого сценария, при котором четвертичные вулканы хребта образуют самостоятельную вулканическую провинцию,

не имеющую вещественной связи ни с современной Тихоокеанской плитой, ни с погребенном слэбом миоценовой субдукции.

Исследователи не исключают ни рифтогенную [Перепелов и др., 2006], ни плюмовую [Volynets, 1994] природу вулканической активизации.

Таким образом, причина проявления молодой (четвертичной) вулканической активности в зоне Срединного хребта до сих пор остается дискуссионной. Большая часть работ, направленных на решение этого вопроса, базируется на изучении вещественного состава вулкаников. При этом особенности пространственно-временных закономерностей активизации вулканических центров не рассматриваются, т.е. до настоящего времени не было попыток изучения молодого вулканизма Срединного хребта с позиций геохронологии.

К началу работ автора геологические и изотопно-геохронологические данные о голоценовом вулканизме Срединного хребта практически полностью отсутствовали. На фоне хорошей изученности молодых вулканов Южной Камчатки, Восточного вулканического фронта и зоны Центральной Камчатской депрессии, район Срединного хребта представлялся полностью «белым пятном».

## Глава 2

# Методы исследования

Датирование молодых вулканических отложений (голоцен-позднеплейстоценового возраста) и реконструкция эруптивной активности отдельных вулканических центров проводились с использованием комплексных тефрохронологических и радиоуглеродных исследований. Работы начинались с крупномасштабного картирования и дешифрирования аэрофото- и космоснимков.

### 2.1. Картирование молодых вулканических отложений

Основные принципы дешифрирования вулканических объектов Камчатки потенциально голоценового возраста были разработаны еще в 60-х годах прошлого века [Мелекесцев, 1969]. Автором монографии учитывались соотношения с ледниковыми формами рельефа, степень морфологической выраженности и сохранности геологических объектов. В первую очередь выделялись те, которые не имеют следов ледниковой обработки и по ряду признаков (хорошая сохранность первично-морфологических форм, наличие четко выраженного кратера, вложение объекта в молодую речную долину и выраженные в рельефе многоуровневые террасы, наличие подвешенных русел и т.д.) предположительно могли образоваться в голоцене (рис. 2.1).

Автор проводил дешифрирование аэрофото-снимков масштаба 1:600 на квадраты карты 1:1 000 000 N-57, O-57 и частично на квадраты O-58 и P-58 (рис. 2.2). Работа была направлена на поиск вулканических центров предположительно голоценового возраста. В процессе дешифрирования для районов потенциально возможного проявления молодой вулканической активности проводилось картирование в мас-

штабе 1:100 000. В результате полевых тефрохронологических исследований по заверке на местности выделенных контуров, на большинство объектов, для которых был подтвержден голоценовый возраст, автором была выполнена серия крупномасштабных геолого-геоморфологических карт, некоторые из них будут приведены в главе 3. Впоследствии эти карты использовались для определения площади молодых лавовых и пирокластических покровов с целью подсчета продуктивности отдельных извержений (см. главу 3). Кроме того, для дешифрирования использовались и космоснимки, но, поскольку они имеют существенно меньший масштаб, то использовались главным образом как обзорные. Лишь в редких случаях — при отсутствии некоторых планшетов аэрофотосъемки — дешифрировались собственно космоснимки.

Более чем широкий охват территории при поиске вулканических объектов предположительно голоценового возраста (см. рис. 2.2) был связан с тем, что в геологической литературе, в том числе на геологических картах, весьма часто «голоценовыми» или даже «историческими» называют вулканические центры, имеющие довольно хорошую морфологическую сохранность. При этом никакого геологического подтверждения подобным оценкам возраста не приводится. Более того, за лавовые потоки иногда принимаются объекты невулканического происхождения. Так, в каталоге вулканов А.Е. Святловского в бассейне р. Дранки упомянуты «молодые... базальтовые лавовые потоки длиной до 1 км, излитые из кратеров, образованных на склонах гор» [Святловский, 1959, с. 113]. В результате же дешифрирования аэрофотоснимков было установлено, что эти образования имеют не вулканическое происхождение, а представляют собой каменные глетчеры, расположенные в ледниковых цирках.



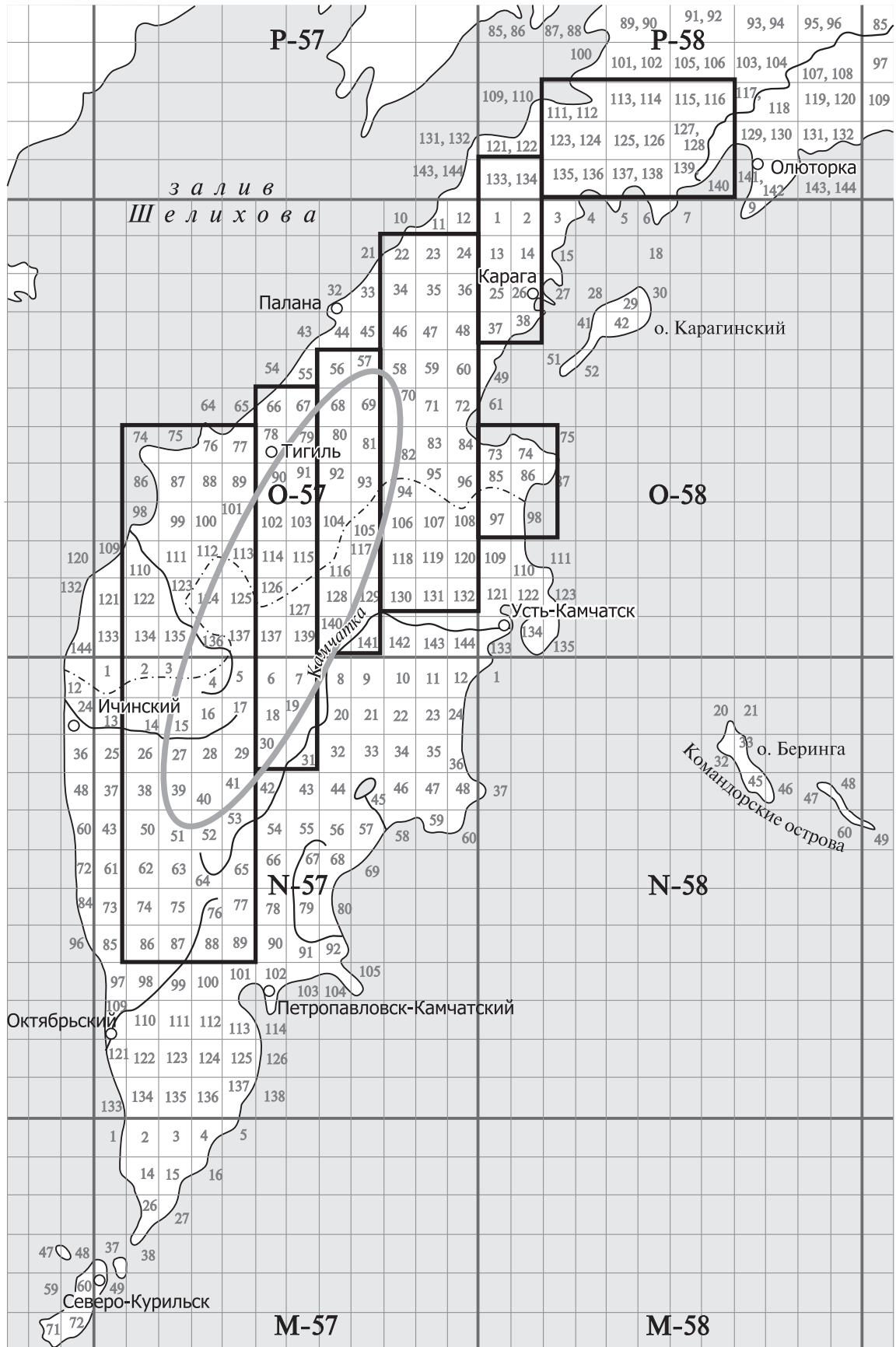
**Рис. 2.1.** Шлаковый конус Северный Черпук и связанный с ним лавовый поток. Срединный хребет, юго-западное подножие вулкана Ичинского

А — аэрофото; Б — вид с северо-запада, фото А.С. Кириленко

⇒

**Рис. 2.2.** Схема расположения листов карты масштаба 1:100 000, на которые проводилось дешифрирование аэрофотоснимков (показаны черными прямоугольниками)

Овалом выделена зона голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки



Таким образом, автору удалось «отсечь» довольно большое количество «псевдоголоценовых» и «псевдовулканических» объектов. Намеченные при дешифрировании объекты заверялись в полевых условиях, однако голоценовый возраст был подтвержден не для всех отложений (подробнее см. главу 4).

Заверка на местности выделенных в результате дешифрирования контуров проводилась с помощью тейфрохронологического метода.

## 2.2. Тейфрохронологический метод

Тейфрохронологический (тейфростратиграфический) метод основан на изучении рыхлых продуктов вулканических извержений. Термин «*тефра*» (*tephra*) был предложен С.Тораринсоном [Thorarinsson, 1967] для изверженного пирокластического материала, переносимого по воздуху. В таком понимании тефра составляет лишь часть более широкого понятия «*пирокластика*», включающего также пирокластические потоки (*pyroclastic flow*) и волны (*pyroclastic surge*) [Branney, Kokelaar, 2002; Encyclopedia..., 2000; Fisher, Schmincke, 1984]. По гранулометрическому составу тефра разделяется на вулканические бомбы, лапилли, грубый пепел (вулканический песок и гравий) и тонкий пепел (вулканическая пыль).

Тейфрохронологические исследования по изучению истории формирования вулканов и реконструкции их активности за длительные отрезки времени широко проводятся в Исландии, США, Франции, Италии, Японии, Новой Зеландии и в других странах [deMenocal, Brown, 1999; Naflidason et al., 2000; Juvigné et al., 1996; Lowe et al., 2008; Machida, Arai, 1992; Narcisi, 1996; Pearce et al., 2004; Pilcher et al., 2005; Turney et al., 2008; Wastegard, 2005; Wastegard et al., 2004; и др.]. В нашей стране этот метод начал разрабатываться с конца 60-х годов прошлого века О.А. Брайцевой с коллегами [Брайцева и др., 1978 а,б; Брайцева, Мелекесцев, 1987]. В настоящее время он успешно применяется для восстановления истории формирования и активности молодых вулканов Камчатки и Курильских островов (например: [Брайцева и др., 2004; Дирксен и др., 2003; Пономарева, 2010; Пономарева и др., 2008]).

Первоочередной задачей тейфрохронологических исследований на вулканах является изучение стратиграфии тефры, в которой запечатлена

практически вся история эксплозивной деятельности вулкана. При полевом описании разрезов большое внимание уделяется цвету, мощности, гранулометрическому составу и особенностям стратификации тефры. Проводится отбор образцов для изучения вещественного состава вулкаников, а также проб подстилающего и/или перекрывающего органогенного материала для определения радиоуглеродного возраста извержений. На основании первичных описаний строятся литологические колонки по радиусам (профили) с прослеживанием изменяющихся, в том числе выклинивающихся, пирокластических горизонтов по мере удаления от источника извержения, а также по секторам (кольцевой профиль) для определения ареалов пеплопадов. Частные разрезы и результаты анализа профилей ложатся в основу сводного разреза отложений конкретного вулканического объекта. При последующих лабораторных исследованиях определяются вещественный состав и хронология извержений. Таким образом, восстанавливается эруптивная история вулканов, выявляются периоды их активизации и покоя, что характеризует динамику магматических очагов на протяжении голоцена.

Анализ эруптивной активности всех изученных вулканов Камчатки показал, что для большинства из них периоды покоя имеют продолжительность 1000–3000 лет [Мелекесцев и др., 2001]. Самый длительный период покоя (около 3500 лет), после которого вулкан возобновил свою деятельность, отмечен на вулкане Дикий Гребень [Ponomareva et al., 2006]. На основании этих данных *действующим вулканом* предложено считать тот, для которого выявлено и датировано хотя бы одно извержение за последние 3000–3500 лет [Мелекесцев и др., 2001].

### 2.2.1. Возраст и строение почвенно-пирокластических чехлов Камчатки

Весьма частые и мощные извержения камчатских вулканов, отличающиеся высокой эксплозивностью, поставляют тефру, которая разносится воздушными течениями на десятки и сотни километров от источника извержения. Захораниваясь, тефра перекрывается горизонтами почв, супесей или торфов, причем, органогенные межпепловые горизонты отвечают временным этапам отсутствия или существенного

ослабления вулканической активности. Последовательное залегание вулканогенных (преимущественно тефра) и органогенных горизонтов формируют почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) (рис. 2.3–2.6). Согласно И.В. Мелекесцеву с соавторами [1969], ППЧ представляет собой переслаивание различных по мощности, химическому и гранулометрическому составу, а также по окраске горизонтов погребенных почв, супесей и тефры, в большей или меньшей степени измененных процессами почвообразования. Вулканические, а также близко расположенные к ним невулканические районы имеют сплошной покров такого характера. Е.В Шанцер выделяет ППЧ как один из связанных взаимопереходами генетических типов — отложений близкой (ближних пеплопадов) и дальней (дальних пеплопадов) тефры [Шанцер, 1982]. ППЧ представляет собой детальную летопись вулканических собы-

тий голоцена Камчатки, именно поэтому он стал основным объектом исследования настоящей работы.

Начало формирования подавляющего большинства ППЧ Камчатки относится к раннему голоцену (8–10 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н.); изредка встречаются непрерывные разрезы, подошва которых датируется 11–12 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [Певзнер и др., 2006]. Более древние ППЧ встречаются крайне редко, зачастую лишь в виде отдельных фрагментов геологической истории [Брайцева и др., 2005], что не позволяет использовать этот материал для детальных тефростратиграфических корреляций регионального уровня. Отсутствие или плохая сохранность позднеплейстоценовых ППЧ связаны с разрушительным воздействием оледенений, последнее из которых закончилось в горных районах Камчатки около 10 тыс. лет назад [Камчатка..., 1974]. Таким образом, детальная геологическая летопись эксплозивной деятельности камчатских вулканов, запечатленная в ППЧ, возможна лишь для голоцена.

Образование ППЧ — процесс хотя и медленный, но в значительной степени непрерывный. Наряду с *полными* голоценовыми ППЧ (возраст подошвы соотносится со временем окончания оледенения), существует большое количество *сокращенных* разрезов. Сокращенные ППЧ начинали формироваться на молодых рельефообразующих поверхностях (речные террасы, лавовые потоки и т.п.), возникших в голоцене, что позволяет использовать данные о начале формирования сокращенных разрезов для датирования подстилающих новообразованных отложений.

Строение и мощность ППЧ неодинаковы на различных участках территории Камчатки. ППЧ отсутствуют в гляциально-нивальном поясе, в том числе в верхних частях постройки даже самого активного вулкана, а также на крутонаклонных формах рельефа, где рыхлые отложения просто не могут удержаться и закрепиться в виде разреза. Среди неблагоприятных факторов, приводящих к нарушениям стратиграфии, плохой сохранности, редуцированию, вплоть до уничтожения разрезов, лидируют сложные природно-климатические условия: долгие суровые зимы, глубокое промерзание, шквалистые ветры, бедный растительный покров — все, чем «славится» Срединный хребет Камчатки.

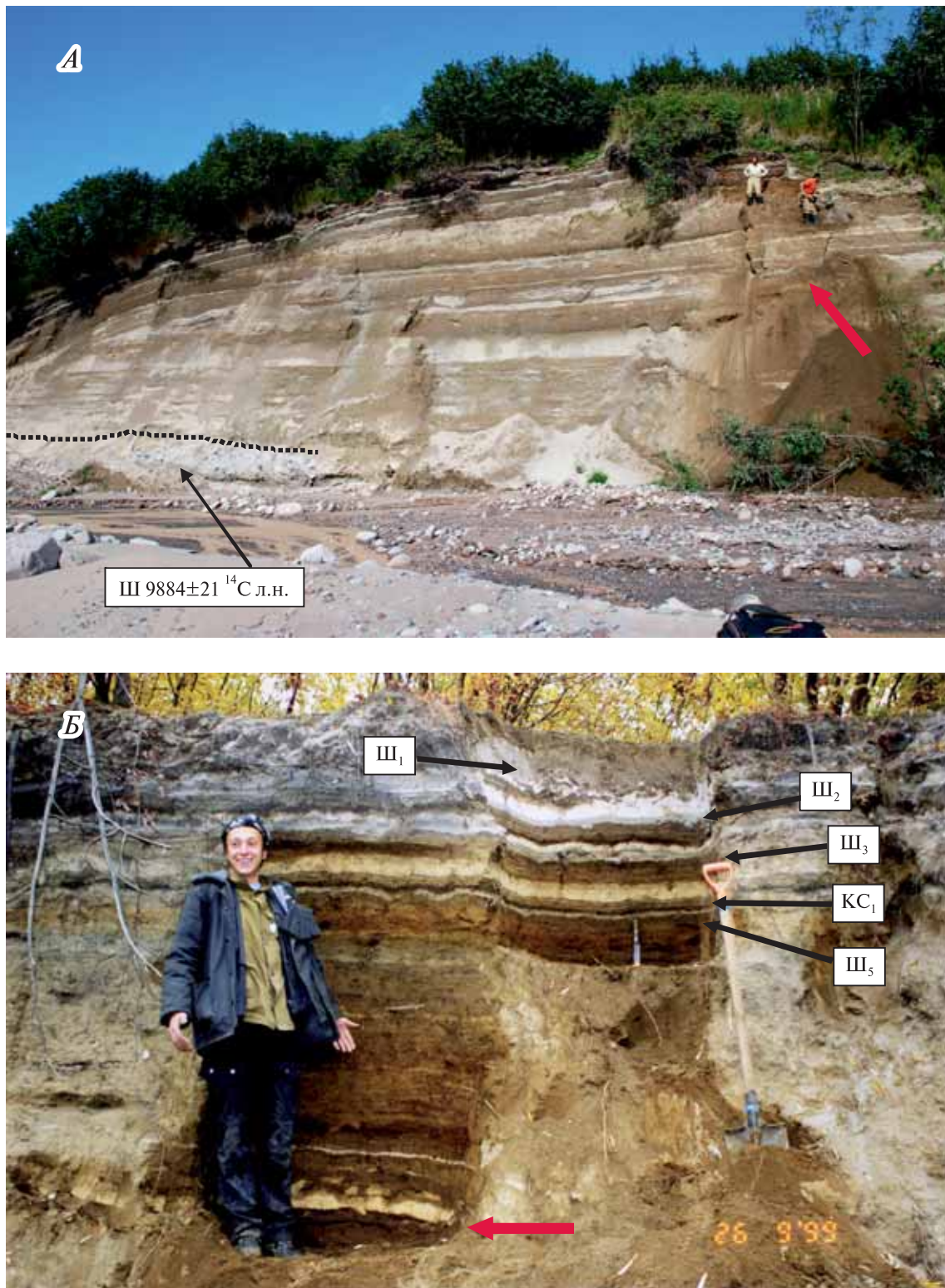


**Рис. 2.3.** Почвенно-пирокластический чехол. *Фото автора*  
Срединный хребет, истоки р. Седанки



**Рис. 2.4.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов в 18 км от вулкана Шивелуч, р. Кабеку (А) и в 50 км от вулкана Шивелуч, р. Еловка (Б). Фото автора

Светлые полосы — горизонты погребенных пеплов, темный фон разреза — торф. Белой стрелкой показано положение площадки для отбора радиоуглеродных образцов



**Рис. 2.5.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов в 12 км от вулкана Шивелуч, р. Сухой Ильчинец, в основании разреза — отложения обломочной лавины извержения  $9884 \pm 21$   $^{14}\text{C}$  л.н. (Ш) (А) и в 45 км от вулкана Шивелуч, пос. Ключи (Б). *Фото автора*  
 Красными стрелками показано положение маркирующего пепла вулкана Хангар (ХГ)  $6900$   $^{14}\text{C}$  л.н.





Медленно накапливается ППЧ и на поверхности глыбовых и крупноглыбовых лавовых потоков: рыхлый материал просыпается между отдельными глыбами, долгое время не образуя сплошного покрова. На особо молодых поверхностях ППЧ мог еще не успеть сформироваться. В результате наших работ выяснилось, что «качество» ППЧ в разных высотных поясах Камчатки может сильно различаться. Это особенно ярко проявляется для ППЧ, межпепловые отложения которых представлены супесями и бедными органикой почвами. Существенно большее количество визуально различимых горизонтов пеплов и их гораздо лучшая сохранность обнаруживаются в разрезах тундрового пояса, в лесном же поясе в разрезах обычно можно идентифицировать только наиболее крупные горизонты.

Наиболее мощные (в несколько метров) разрезы формируются на склонах и ближнем подножии действующих вулканов, что обусловлено как максимальным количеством захороненных тефр, характеризующих эксплозивную активность вулкана, так и значительной мощностью единичных пеплопадов (см. рис. 2.4, А и 2.5, А). В таких разрезах доля пирокластического материала обычно существенно преобладает над органическим: извержения настолько часты, что почвенно-растительный покров не успевает в должной мере восстанавливаться и, как следствие, не оставляет в разрезах сколько-нибудь мощных прослоев погребенных почв. По мере удаления от активного вулкана количество и мощность прослоев (тефр) единичных извержений заметно уменьшаются и постепенно межпепловые прослои начинают играть роль «основного фона» разреза (см. рис. 2.4, Б и 2.5, Б). В разрезе ППЧ на рис. 2.4, Б межпепловые интервалы представлены торфом, а на рис. 2.5, Б — преимущественно супесями. Вулканические пеплы особо крупных извержений вулканов Камчатки зафиксированы в разрезах на удалении в несколько сот километров от их эруптивных центров.

За почти полувековую историю отечественной тефрохронологии для большинства крупных тефр удалось детально изучить особенности их отложения, химический и минералогический состав, проследить ареал их распространения,

определить возраст извержений [Braitseva et al., 1997; и др.]. Подобные пепловые горизонты принято называть *маркирующими прослоями*. В удаленных от своего эруптивного центра районах они еще именуются *транзитными пеплами*. В отдельно взятом районе они обычно имеют весьма характерный облик (относительно тонкий ганулометрический состав, практически неизменяемые мощность и стратификацию, устойчивую цветовую гамму), заметно отличающийся от «местных» пеплов, что активно используется при корреляции единичных разрезов района, а также при региональных сопоставлениях. Обнаружение и идентификация маркирующих прослоев тефры в ППЧ нового района позволяет уже в полевых условиях составить представление о детальной стратиграфии разреза, а поскольку, как сказано выше, для маркирующих прослоев известен возраст, они используются в качестве *геохронологических реперов*.

Геохронологический репер в тефрохронологии — это горизонт тефры, имеющий, кроме известных особенностей вещественного состава, весьма точную радиоуглеродную датировку, базирующуюся на нескольких десятках единичных измерений возраста (см. раздел 2.3), что позволяет использовать его не только для хроностратиграфического расчленения разреза, но и для датирования подстилающих и/или перекрывающих его отложений. А поскольку вулканическое извержение и процесс выпадения связанного с ним пепла — явление, по геологическим меркам, мгновенное, геохронологический репер представляется тончайшим инструментом при проведении хроностратиграфических исследований рыхлых отложений голоценового возраста.

Традиционно принято маркировать отдельные горизонты пеплов индексами, соответствующими начальным буквам названия вулкана-источника. Например, для вулкана Ксудач принят индекс КС, для вулкана Шивелуч — Ш и т.п. При наличии нескольких известных тефр одного вулкана вводятся дополнительные индексы. Например, для вулкана Ксудач приняты обозначения КС<sub>1</sub>, КС<sub>2</sub>, КС<sub>3</sub>, КС<sub>4</sub> [Мелекесцев и др., 1995]; для вулкана Шивелуч, соответственно, Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, Ш<sub>5</sub> [Braitseva et al., 1997] (см.

←

**Рис. 2.6.** Подготовка площадок для отбора радиоуглеродных образцов

А — торфяной обрыв в Козыревском хребте в истоках р. Малой Романовки, фото автора;

Б — шурф в торфе на Голыгинских ключах (южная Камчатка), фото В.В. Пономаревой

рис. 2.5, Б). Такие обозначения присваиваются крупнейшим извержениям, отложения которых весьма хорошо изучены. При более детальных работах, кроме уже известных маркирующих пеплов, для которых ранее были опубликованы индексы, появляется необходимость выделения дополнительных пепловых горизонтов. Во избежание путаницы в нумерации индексов, новым маркирующим горизонтам обычно присваиваются индексы, характеризующие округленный радиоуглеродный возраст извержения. Так, например, на вулкане Шивелуч между маркирующими прослоями пеплов Ш<sub>1</sub> (~300 <sup>14</sup>С лет) и Ш<sub>2</sub> (~900 <sup>14</sup>С лет) выделен пепел Ш500, возраст которого оценивается около 500 <sup>14</sup>С л.н. Вышеописанный принцип использован автором при маркировании извержений, принадлежащих вулканическим центрам Срединного хребта Камчатки.

### 2.2.2. Некоторые особенности проведенных тефрохронологических исследований

Поскольку к 1997 г. о строении ППЧ района Срединного хребта почти ничего не было известно, то автору пришлось проводить работы по прослеживанию и идентификации маркирующих пеплов на весьма обширной территории (см. ниже рис. 3.1). Были охвачены не только предгорья хребта, но и район Центральной Камчатской депрессии. Автор использовал метод непрерывного прослеживания: разрезы ППЧ изучались через 10–20–50 км, что позволяло отслеживать последовательное изменение характеристик отдельных пепловых горизонтов, в том числе выклинивание или появление в разрезе нового пепла. Таким образом, удалось «протянуть» в Срединный хребет несколько десятков геохронологических реперов. Изучение ППЧ начиналось с более южных районов хребта как наиболее приближенных к ранее известным разрезам южной, центральной и восточной Камчатки, в которых уже были идентифицированы главные пепловые горизонты. Впоследствии работы проводились во все более и более северных районах, что позволяло последовательно коррелировать маркирующие прослои. Непрерывное прослеживание пеплов, конечно, сопровождалось радиоуглеродным датированием и изучением вещественного состава тефр.

Однако следует упомянуть, что в районе Срединного хребта все транзитные пеплы, связанные с извержениями вулканов других вулканических зон Камчатки, представлены маломощными горизонтами (первые сантиметры — миллиметры), для которых характерен тонкий гранулометрический состав (алевропелит, тонко-, до мелкозернистого вулканический песок). В процессе эоловой дифференциации пеплы дальнего разноса теряют и плагиоклаз, и темноцветные минералы, но существенно «обогащаются» стеклом [Кирьянов, 1983; Кирьянов, Соловьева, 1990]. Из-за этого химические анализы пеплов, выполненные методом «мокрой химии» или РФА, могут сильно отличаться от таковых для тех же пеплов, когда — вблизи вулкана-источника — они представлены гравием и лапилли пемзы. А изучение состава пеплов песчаных фракций с помощью микрозонда стало нам доступно совсем недавно [Kyle et al., 2011]. Именно в связи с тем, что было невозможно уверенно полагаться на результаты макрохимического исследования песчаных прослоев, автор использовал метод непрерывного прослеживания, что в результате позволило уверенно идентифицировать транзитные пеплы в пределах Срединного хребта.

Особое внимание пришлось уделить вулкану Шивелуч, поскольку подавляющее большинство маркирующих пеплов, встреченных в разрезах северной части хребта, связаны именно с его извержениями. В связи с этим проводились полевые исследования по доизучению голоценовой эруптивной активности Шивелуча. Работы велись преимущественно в северном секторе склонов и подножия вулкана. Также большое внимание было уделено изучению голоценовых разрезов северо-восточной Камчатки. Работы проводились в бассейнах рек Еловки, Маимли, Кротона, Озерной, а также вблизи четвертичных вулканов Хайлюля и Начикинского (см. ниже рис. 3.1). Необходимость таких работ была вызвана практически полным отсутствием данных о распространении пеплов в этих районах. Кроме того, в долинах крупных рек проводились поиски торфяников с целью датирования погребенных в них пеплов (см. рис. 2.4, Б).

Мощности разновозрастных ППЧ в Срединном хребте и, например, в Восточной вулканической зоне сильно различаются. Это связано с тем, что в восточной зоне много активных вулканов эксплозивного типа, которые на протяжении голоцена многократно извергались, поставляя большое количество рыхлого материала. В

связи с этим существенно увеличивается мощность ППЧ как за счет количества и относительно большой мощности пепловых горизонтов, так и за счет перевезаемого материала. В Срединном же хребте гораздо меньше и вулканов, и высокоэxpлозивных извержений, а транзитные пеплы имеют крайне малую мощность, что не способствует увеличению количества мелкозема и быстрому росту мощности ППЧ (см. рис. 2.3). Морфоструктуры лавовых потоков очень медленно нивелируются рыхлыми отложениями, что раньше часто приводило к «замолаживанию» извержений. Так, основываясь только на свежем морфологическом облике лавовых потоков, в Срединном хребте выделялось более полутора сотен вулканов позднелепстоцен-голоценового возраста [Вулканы..., 1972].

Выше уже упоминалось о сложностях прямого тефрохронологического датирования некоторых лавовых потоков. Поскольку для голоцена Срединного хребта характерны глыбовые и даже крупноглыбовые потоки, то основной упор при датировании извержения делался на поиске ассоциированной пирокластики и определении ее положения в полном голоценовом ППЧ конкретного района. Большинство вулканических центров Срединного хребта, извергавшихся в голоцене, расположены в горно-тундровом поясе, где межпепловые прослойки ППЧ исключительно бедны гумусом, что не позволяло проводить массовое радиоуглеродное датирование извержений. Пояс стланика и березовых лесов — в силу плохой сохранности разрезов — также оказался малоинформативным, причем, как для радиоуглеродных, так и для тефрохронологических работ. В поисках погребенной органики, пригодной для датирования, приходилось спускаться в долины крупных рек или искать заболоченные тундровые перевалы, где можно было обнаружить торфяники. Поэтому, удаляясь от нового центра извержения, приходилось проследивать связанный с ним пепел. Ранее аналогичная работа проводилась при проследивании транзитных пеплов по мере приближения к Срединному хребту. Только строгий контроль положения «нового» пепла и его соотношения с ранее установленными маркирующими горизонтами позволили справиться с этой непродолжительной задачей.

Таким образом, работа по поиску и датированию извержений вулканических центров Сре-

динного хребта выполнялась автором с помощью неразделимого комплекса тефрохронологического и радиоуглеродного методов. Изучение химического и минералогического состава лав и пирокластики является частью тефрохронологического исследования. Анализ вещественного состава вулканитов приводится в монографии главным образом по литературным данным. В связи с этим, в настоящей главе особенности химического и минералогического методов не рассматриваются.

## 2.3. Радиоуглеродный метод

Радиоактивный изотоп углерода ( $^{14}\text{C}$ ) образуется в верхних слоях атмосферы в результате воздействия на атмосферный азот нейтронов космического излучения. Окисляясь до углекислого газа, он вместе с нерадиоактивным оксидом углерода  $\text{CO}_2$  атмосферы вступает в общий круговорот углерода в природе. В итоге, радиоуглерод попадает в животные и растительные организмы, а также в карбонатные соединения. После гибели организма или отложения карбоната на дно водоема обмен прекращается, содержащийся в них радиоуглерод начинает распадаться со строго определенной скоростью, характеризующейся периодом полураспада. Первоначально период полураспада  $^{14}\text{C}$  был определен как  $5568 \pm 30$  лет [Libby, 1955], а позже — как  $5730 \pm 40$  лет [Вагнер, 2005]. Возраст, рассчитанный на основании константы Либби, называется радиоуглеродным. Поправка на уточненное значение скорости полураспада вносится при калибровке дат (см. ниже п. 2.3.5).

Нижний предел возможностей радиоуглеродного метода составляет около 50 тыс. лет и определяется содержанием малых количеств  $^{14}\text{C}$  в образцах, поддающихся анализу. Верхний предел датирования (начало 50-х годов XX в.) обусловлен началом ядерных испытаний, резко изменивших количество радиоактивного углерода в атмосфере. Кроме того, в результате начавшегося с середины XVIII в. бурного развития техники и промышленности, существенного увеличения пахотных площадей, увеличивших содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере, Х.Зюсс [Suess, 1970] выделяет 200-летний период с возможным удривлением  $^{14}\text{C}$  дат.

### 2.3.1. Особенности полевого отбора проб

Для получения радиоуглеродных дат, использованных в настоящей работе, отбирались образцы торфа, почв, супесей, гумусированных песков, угля и древесины. Всего в процессе работ автором было отобрано 389 образцов (см. Приложение), по ним получено около 700 дат, дополнительно привлекались ранее опубликованные даты. Таким образом, настоящая работа базируется на анализе около 1000  $^{14}\text{C}$  дат, полученных в разные годы в радиоуглеродной лаборатории ГИН РАН.

Полевой отбор образцов проводился с учетом их залегания, наличия в них современных растительных корней, обводненности горизонта, возможного переотложения материала, а для торфов — и особенностей ботанического состава образца. Ввиду опасности заражения образца современным углеродом (корни современных растений, гуминовые кислоты, «застойный» водный режим), отбор проб производился в шурфах, а также в расчистках естественных обнажений, заглубленных не менее чем на 1 м. Для получения возможно малой ошибки при датировании, образец набирался не по простиранию слоя, а со специально вскрытых площадок.

Мощность отбираемого образца обычно 0,5–1 см и, по возможности, не больше 2 см. Образцы большей мощности (от 3 до 5 см) отбирались в редких случаях, обусловленных особенностями залегания органогенного субстрата. Отбор проб производится в плотный новый полиэтиленовый ZIP-пакет (обычно 3–5 кг), который сразу же плотно закрывается, чтобы свести к минимуму взаимодействие образца с современным углеродом. С внешней стороны пакет маркируется самоклеющейся этикеткой, на которой указываются: номер разреза, номер образца, номер слоя, географическая привязка, стратиграфическая привязка, тип отобранного материала, дата отбора и фамилия исследователя, производившего этот отбор. Пакет с образцом помещается во второй пакет и также закрывается; этикетка дублируется. При транспортировке образцы страхуются от повреждения упаковки, чтобы не потерять образец и не загрязнить его современным углеродом. При хранении образцы прячутся от прямых солнечных лучей и воздействия повышенных температур, в противном случае, внутри закрытого пакета с образцом

может начаться бурное развитие микроорганизмов, грибов и бактерий, что может привести к омоложению даты.

### 2.3.2. Первичная лабораторная обработка

Получение из проб счетного вещества и определение концентрации углерода начиналось с очистки и обогащения образца при помощи механических и кислотно-щелочных способов обработки. Для различных материалов, в зависимости от их генетических особенностей, степени сохранности, объема образца и конкретной задачи, под которую проводится датирование, использовались соответствующие модификации основной методики.

Выделение углерода при датировании *почв* начиналось с механической обработки: просеивания образца в дистиллированной воде через сито с диаметром отверстий 1 мм, что помогло отделить возможно присутствующие в образце корни современных растений и крупные минеральные частицы, а также для превращения образца в однородную (без комков) массу для его равномерной пропитки растворами при дальнейшей обработке. При наличии в образце мелкого песка, прошедшего через сито, пробы отмучивались для обогащения органической составляющей. Кроме того, поскольку образцы часто содержат вулканический пепел, отмучивание проводилось и для минимизации количества кремния, который может частично раствориться во время обработки горячей щелочью и в дальнейшем способствовать образованию силикагеля, что влечет за собой вторичную обработку образца с потерей части углерода. Для разделения суспензии (образец + дистиллированная вода) обычно использовалось отстаивание, изредка центрифугирование (при скорости до 1000 об./мин.).

Химический этап обработки начинался с отстаивания образца в горячем ( $80^\circ\text{C}$ ) 5%-ном растворе  $\text{HCl}$  в течение 20 мин. Затем образец промывался дистиллированной водой до реакции, близкой к нейтральной, и проба шла на получение одной или нескольких щелочных вытяжек.

Органические вещества первой щелочной вытяжки ( $\text{г1}$ ) выделялись путем настаивания пробы в 10%-ном растворе  $\text{NaOH}$  комнатной температуры в течение 20 мин. при помешивании.

Щелочная вытяжка отделялась на центрифуге в течение 20 мин. при скорости 2500 об./мин. Растворенные в ней гумусовые вещества осаждались HCl и после повторного аналогичного центрифугирования высушивались под зеркальной лампой. Высушенный гумусовый порошок промывался на фильтрах дистиллированной водой до нейтральной реакции и вторично высушивался под зеркальной лампой.

Вторая щелочная вытяжка (г2) экстрагировалась из остатка пробы (после извлечения г1) кипячением в 10%-ном растворе NaOH в течение 20 мин. и охлаждалась до комнатной температуры и далее обрабатывалась аналогично первой.

При бедности образца углеродом, малом количестве образца либо в отсутствии необходимости получения возрастной растяжки, щелочная обработка пробы заключалась в единичной варке (минуя этап г1), а из образца получалась одна горячая щелочная вытяжка (г).

При достаточном количестве органического материала для погребенных почв целесообразно датировать последовательные щелочные вытяжки, полученные из одного и того же образца. В связи с генетической неоднородностью органического вещества почвы может наблюдаться определенный разброс дат, который определяет временные рамки начала и окончания формирования отобранного почвенного горизонта. В случаях близких значений дат, полученных по разным вытяжкам, можно предполагать высокую скорость формирования почвенного прося. Дата, полученная по одной вытяжке, будет характеризовать усредненный для всего отобранного горизонта возраст.

Большинство образцов, отобранных во время работ в Срединном хребте и на северной Камчатке, представляют собой разнообразные торфа. Торф исключительно богат органикой, что в определенных случаях позволяет получить из образца не только щелочные вытяжки, но и очищенную клетчатку. От первоначального ботанического состава, истории накопления и захоронения, степени разложенности торфа зависит, в какие фракции при обработке уйдет та или иная часть углерода. Кислотно-щелочная обработка торфа проводится в основном по почвенной методике. Главное отличие состоит в том, что оставшаяся после щелочных вытяжек клетчатка (т) может быть использована как препарат для датирования.

Препараты углерода из *древесины* (в том числе *углей*) готовятся по-разному, в зависимости

от степени их сохранности. Плотные образцы обскребаются от посторонних веществ (иная органика, глина, песок и пр.), после чего расщепляются на кубики не крупнее 1 см<sup>3</sup>. Особо плотную древесину приходилось измельчать на дробилке. Трухлявые пробы оmyваются на ситах и также измельчаются. После обработки кислотой (см. почвенную методику) кусочки древесины сливаются через сито и обильно промываются дистиллированной водой, после чего сразу обрабатываются кипячением в обычном растворе NaOH. В случае, когда проба растворилась в щелочи незначительно, раствор сливается через сито, а оставшиеся кусочки древесины или угля (д или у) 20 мин. обрабатываются горячей HCl, после чего обильно промываются и высушиваются.

Если же во время кипячения в щелочной раствор переходит значительная часть углерода образца, вплоть до полного его растворения, дальнейшая обработка идет с центрифугированием по основной почвенной методике. В редких случаях, обычно при малых количествах образца, клетчатка и полученная из нее вытяжка могут быть объединены в один счетный препарат.

### 2.3.3. Синтез счетного вещества

Процесс начинался с обугливания препарата при температуре 750–800 °C без доступа воздуха. При этом выгорают «лишние» органические соединения, а образец превращается в практически чистый углистый порошок. Полученный порошок спекался с металлическим литием (из расчета семь частей Li на 12 частей образца) при 800 °C в реакторе, который, после достижения в нем вакуума, заполнялся аргоном. В результате получался карбид лития. Затем, при нагнетании в реактор дистиллированной воды, выделялся ацетилен и некоторые другие газы и соединения. После вымораживания жидким азотом «лишние» примеси удалялись и оставался почти чистый ацетилен. Он высаживался на разогретый до 300 °C Cr-V катализатор. С катализатора — в процессе одновременного нагревания и вымораживания образца — синтезировался бензол. Бензолы в течение полусуток проходили очистку в концентрированной серной кислоте, после удаления из образца кислоты проходили очистительную

перегонку (вымораживание и сублимация), после чего в них вносились счетные сцинтиллирующие добавки (4 г/л РРО (2,5-дифенил-оксазол) и 0,1 г/л РОРОР (1,4-ди/2-(5-фенил-оксазол)/-бензол)) и, таким образом, получались счетные вещества.

### 2.3.4. Измерения радиоуглеродного возраста

Измерения велись на радиометрических установках с эффективностью счета порядка 50% в несменяемых калиброванных кюветах с рабочими объемами от 1,5 до 22,03 мл. В качестве стандартов использовались образцы Э-5 и Фон. Фон представляет собой химически чистый лабораторный бензол с внесенными в него счетными добавками. Поскольку Фон не имеет собственного радиоуглеродного возраста, то он отвечает за наиболее древние возрастные значения. Эталон отвечает за наиболее молодые значения возраста, он калиброван по отношению к теоретическому значению активности углерода в 1950 г. и имеет коэффициент 0,2002. Э-5 приготовлен Л.Д. Сулержицким (ГИН АН СССР) из смеси фонового бензола и меченного по  $^{14}\text{C}$  синтетического бензола. Величина активности Э-5 точно измерена в нескольких ведущих радиоуглеродных лабораториях Советского Союза. Определено ее отношение к американскому стандарту NBS, приготовленному из щавелевой кислоты, а также к показаниям активности бензолов, полученных из образцов дуба и ели 1845–1855 гг. В настоящее время Э-5 используется всеми радиоуглеродными лабораториями России и стран бывшего СССР.

Измерение возраста одного счетного препарата проводится не менее двух раз (одно измерение длится около суток) с интервалом между ними в среднем 5–10 дней. При удовлетворительном счете (значения разных измерений сходятся в пределах ошибки) принимается усредненный радиоуглеродный возраст образца.

Весь процесс по первичной обработке, синтезу и измерению возраста образцов фиксируется в рабочих журналах. Полученные  $^{14}\text{C}$  даты заносятся в каталоги, после чего используются при дальнейших исследованиях.

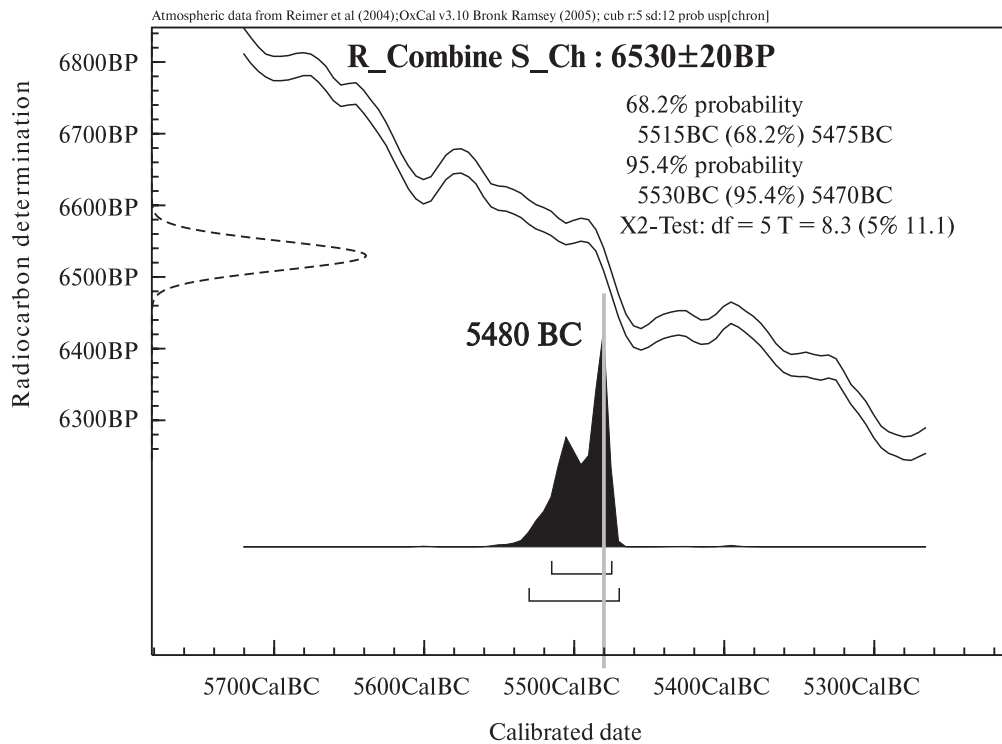
Все  $^{14}\text{C}$  даты, полученные в процессе выполнения настоящей работы, собственноручно отобраны и обработаны автором. Датирование производилось в радиоуглеродной группе лаборато-

рии геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН при участии коллег: старшего научного сотрудника Л.Д. Сулержицкого, научного сотрудника Н.Е. Зарецкой и ведущего электроника А.Л. Рябина.

### 2.3.5. Приведение радиоуглеродного возраста к календарному

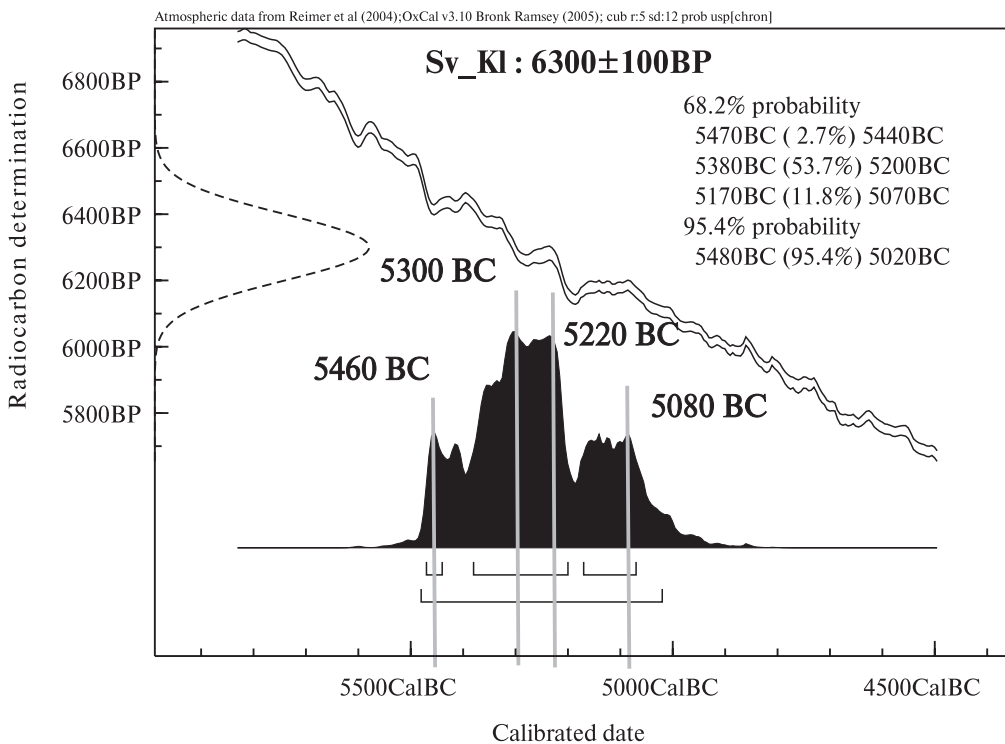
**Калибровка дат.** Установлено, что концентрация радиоуглерода в атмосфере в прошлом подвергалась значительным вариациям [Арсланов, 1978; Вагнер, 2006; Дергачев, Векслер, 1991; Bard et al., 1992; Björck et al., 1996; de Vries, 1958; Edwards et al., 1993; Goslar et al., 1995; Stuiver et al., 1998; и др.]. Причинами этих вариаций считаются: изменения солнечной активности, влияющие на интенсивность космических лучей, изменения интенсивности магнитного поля Земли; климатические колебания. В результате значения измеренного радиоуглеродного возраста получаются заниженными, причем разница между радиоуглеродным и календарным возрастом увеличивается «в глубь веков»; в отдельных случаях (в период от современности (1950 г.) до начала новой эры) радиоуглеродный возраст может оказаться старше календарного.

Для всего голоцена, в том числе для интересующего нас периода, с помощью сопоставления результатов дендрохронологического и радиоуглеродного возраста древесных колец *Pinus aristata* построена надежная декадная (измерялся радиоуглеродный возраст каждых десяти колец) калибровочная кривая [Stuiver et al., 1998]. На ее основании создан ряд калибровочных программ. Любая из них производит преобразование радиоуглеродного возраста в календарный, рассчитывая вероятностное распределение истинного (календарного) возраста образца. При этом измеренный радиоуглеродный возраст сравнивается с соответствующими значениями на калибровочной кривой. Эти же программы позволяют по серии дат, относящихся к одному событию, получать среднее значение радиоуглеродного возраста. В настоящей работе для приведения радиоуглеродного возраста к календарному автор использовал программу Оксфордского университета OxCal v. 3.10 [Bronk Ramsey, 2005] как наиболее удобную в использовании и представлении результатов.



A

R\_Combine  
“S\_CHERPUK”  
R\_Date “1” 6490±50;  
R\_Date “2” 6600±40;  
R\_Date “3” 6340±140;  
R\_Date “4” 6550±40;  
R\_Date “5” 6390±100;  
R\_Date “6” 6500±40



B

**Рис. 2.7.** Обработка дат с помощью программы калибровки Calib 3.10 [Bronk Ramsey, 2005]

A — комбинированная радиоуглеродная дата ( $6530 \pm 20$  BP) и ее калиброванное (календарное) значение (5480 calBC) для извержения Южный Черпук; B — радиоуглеродная дата ( $6300 \pm 100$  BP) и ее возможные калиброванные значения (5080, 5220, 5300, 5460 calBC) для извержения Светлый Ключ.

Пояснения см. в тексте



Калибровка единичных дат не представляется целесообразной. Во-первых, их очень много (около тысячи), а, во-вторых, может появиться ненужный «шум», который затруднит геохронологический анализ. Кроме того, в задачи исследования входило определение возраста извержений, а не особенностей распределения отдельных дат во времени. Поэтому для перевода радиоуглеродного возраста извержений в календарный использовались уже обработанные массивы дат. В процессе такой обработки, в том числе, проходила и выбраковка дат. Невалидными считались те, которые не давали систематического последовательного удревнения возраста сверху вниз по единичному разрезу, а также не соответствовали ранее собранным массивам дат и соотношению с геохронологическими реперами. В некоторых случаях — во избежание возможного омоложения дат — проводился контроль ботанического состава торфа: значительное омоложение дат может быть связано с большим количеством в образце длиннокорневой осоки *Carex criptocarpa* [Zaretskaia et al., 2001, 2007].

Для получения среднего значения радиоуглеродного возраста извержения использовалась функция «combine», которая производит суммирование распределения дат в отрезке времени с 95%-ной вероятностью. Подобная обработка массивов дат, полученных при датировании, например, единичного пеплового горизонта, позволяет с гораздо большей точностью определить возраст извержения.

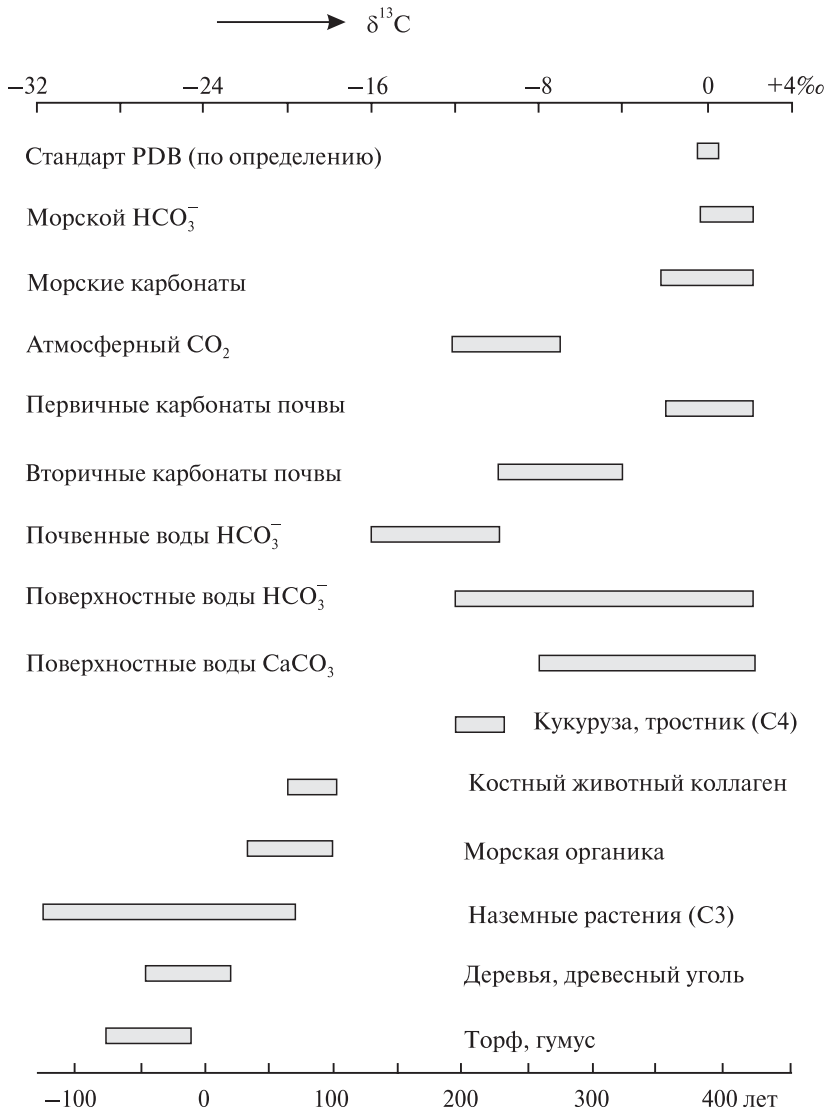
На примере извержения конуса Южный Черпук видно (рис. 2.7, А), что первичные даты, расположенные справа от диаграммы, позволяют принять комбинированный радиоуглеродный возраст извержения  $6530 \pm 20$  BP (Before Present — годы до 1950 г.; в данном случае «BP» англоязычный аналог принятого у нас « $^{14}\text{C}$  лет»). Слева — шкала радиоуглеродного времени, на ней пунктирной линией показано графическое изображение радиоуглеродной даты. Калибровочная кривая показана в виде сплошной двойной линии, идущей по диагонали рисунка. Внизу — шкала абсолютного возраста; проекция на нее пересечения пунктирной и сплошной двойной линий дает значения калиброванного возраста (представлена в виде черной гистограммы с пиками). Процентная вероятность тех или иных пиков указана в правом верхнем углу графика, она же — но в графическом виде — изображена под гистограммой в виде горизонтальных скобок. Высота и

контрастность отдельных пиков позволяют предположить наиболее вероятные годы (калиброванные), когда могло произойти датированное событие. Чем выше и контрастнее выражен пик, тем больше вероятность соответствующего ему возраста. В данном случае (см. рис. 2.7, А) мы имеем один очень ярко выраженный пик, что позволяет предполагать соответствие его значения с калиброванным возрастом извержения. Это значение 5480 BC (крупная цифра) получено в результате проекции вершины пика на шкалу калиброванного возраста (пересечение вертикальной серой линии со шкалой).

Сложнее обстоит дело с извержениями, для которых либо не удалось собрать представительный массив дат, либо датирование — при полном отсутствии органики — проводится только по тефростратиграфическим данным.

Последний случай представлен на рис. 2.7, Б для извержения маара Светлый Ключ в Козыревском хребте. Тефра маара в ППЧ занимает стратиграфическое положение между маркирующими прослоями  $\text{K}_2$  (извержение вулкана Ксудач  $\sim 6000$   $^{14}\text{C}$  л.н.) и ХГ (извержение вулкана Хангар  $\sim 6900$   $^{14}\text{C}$  л.н.). Исходя из этой хронологической «вилки» (6900–6000  $^{14}\text{C}$  лет) и с учетом реального положения датированной тefры в первичных разрезах, возраст извержения маара приходится принять  $6300 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  л.н. Большой доверительный интервал (100 лет) сам по себе существенно снижает точность как радиоуглеродного, так и калиброванного возраста.

В приведенном же примере дополнительным осложняющим фактором является то, что интересующий нас отрезок калибровочной кривой крайне неровен и разнообразен по конфигурации. В итоге полученная гистограмма калиброванного возраста не только охватывает значительный временной интервал (около 600 лет), но также изобилует разнообразными пиками, в том числе плосковершинными. Показанные на гистограмме серые вертикальные линии, по мнению автора, могут в равной мере отвечать значениям калиброванного возраста извержения. Даже при наличии относительно хорошо выраженного центрального широкого пика возраст извержения приходится принимать ориентировочно 5000–5500 cal BC. Подобная работа с полученными датами была выполнена автором для всех установленных извержений голоценовых вулканических центров Срединного хребта.



**Рис. 2.8.** Некоторые типичные значения  $\delta^{13}\text{C}$  для ряда резервуаров и материалов по [Вагнер, 2006]

Верхняя шкала — изотопное фракционирование  $^{13}\text{C}$ , представленное в виде  $\delta^{13}\text{C}$ , для различных резервуаров и веществ, нормализованное на стандарт PDB. При расчете радиоуглеродного возраста измеренное значение  $\delta^{13}\text{C}$  приводится к значению для древесины ( $-25\text{‰}$ ). Нижняя шкала — соответствующая поправка возраста по [Mook, Waterbolk, 1985]

Далее в тексте монографии все радиоуглеродные даты и возрасты маркируются как « $^{14}\text{C}$ », а их калиброванные значения — как «AD» (Anno Domini — годы новой эры) и «BC» (Before Christ — годы до новой эры). В целях удобства публикации результатов калиброванных дат приставка «cal» не используется.

Некоторые особенности радиоуглеродного датирования торфов будут рассмотрены в главе 4 более предметно.

**Изотопное фракционирование.** Углерод в растениях оказывается изотопно легче, чем в атмосфере.

Это связано с различной степенью обогащения изотопами  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  и  $^{14}\text{C}$ . Изотопное фракционирование обозначается греческой буквой  $\delta$ . Для пары  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  величина  $\delta^{13}\text{C}$  означает отклонение (в  $\text{‰}$ ) образца от стандарта. Подразумевается, что радиоуглеродный возраст образцов с одним и тем же календарным возрастом, но различными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , окажется разным. С увеличением  $\delta^{13}\text{C}$  радиоуглеродный возраст уменьшается, т.е. наблюдается омоложение. Это омоложение составляет в среднем 16 лет на  $1\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ . Во избежание искажения возраста вносят специальные поправки [Вагнер, 2006].

На рис. 2.8 показаны некоторые типичные значения  $\delta^{13}\text{C}$  для ряда резервуаров и материалов. На нижней шкале графика приведена соответствующая поправка возраста по [Mook, Waterbolk, 1985]. На этой шкале видно, что наименьшие отклонения  $\delta^{13}\text{C}$  имеют торфа, гумус, древесина и уголь. При этом абсолютная величина поправок не превышает 50 лет. Поскольку все радиоуглеродные датировки, полученные в процессе работ автора, выполнены только по вышеупомянутому материалу, а аналитическая погрешность единичных дат составляла в среднем 40–60 лет, то введение поправок не требовалось. Образцы из морских осадков автором не использовались, поэтому особенности резервуар-эффекта в данной работе не рассматриваются.

\* \* \*

Работы по определению возраста голоценовых вулканических центров Срединного хребта Камчатки проводились на основании комплексных тифрохронологических и радиоуглеродных исследований с применением крупномасштабного картирования и дешифрирования аэрофото- и космоснимков. Эта методика позволяет не только обнаружить и продатировать молодые вулканические центры и связанные с ними из-

вержения, но и осуществить еще взаимоконтроль полученных данных, одновременно используя оба метода. На сегодняшний день не существует альтернативных методик, позволяющих провести сходные исследования на таком же уровне детальности и надежности.

Особенностью проведенных радиоуглеродных исследований можно считать работу не с единичными датировками, а с массивами дат. При этом датирование велось с учетом «само-

проверки» радиоуглеродного метода. Это подразумевает нормальную последовательность дат по разрезу (систематическое удревнение сверху вниз), а также сходимость дат, полученных для одного и того же события (горизонта погребенного пепла) по образцам, отобраным в разные годы по различным органическим материалам в разрезах, накапливавшимся в разных природных обстановках и находящихся на разном удалении от эруптивного центра.

## Глава 3

# Вулканические центры Срединного хребта, проявлявшие активность в голоцене, и продукты их извержений

Полевые работы проводились в ключевых участках хребта: на вулканических массивах Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Алней-Чашаконджа, Хувхойтун, Спокойный; в Козыревском хребте и в кальдере Уксичан; лавовых потоках Южный и Северный Черпук, Киреунский, р. Лево́й Бело́й, Седанкинском, Озерновском, Ныльгимелкин, Тобельцен.

В целях установления ареалов крупнейших пеплопадов, корреляции пеплов дальнего разности, получения радиоуглеродных дат и заверки предположительно молодых форм рельефа и отложений также изучены районы бассейнов рек Еловки и Правый Кротон, вулканов Начикинского (п-ов Озерновский) и Хайлюля, Анаунского вулканического дола.

Кроме того, проложены профили по Центральной Камчатской депрессии (от пос. Начики до пос. Ключи), по Срединному хребту (субмеридианальный профиль от верховьев р. Андриановки до вулкана Анаун и субширотный — от с. Мильково до пос. Крутогорова на Охотском побережье).

Проведено доизучение эруптивной истории вулкана Шивелуч, пеплы которого активно использовались в качестве геохронологических реперов (рис. 3.1).

Настоящая глава посвящена описанию вулканических центров Срединного хребта, проявлявших активность в голоцене, а также отложений, связанных с их извержениями. При этом детально рассматриваются отложения только крупнейших извержений.

Вопросам возраста извержений будет посвящена следующая глава.

### 3.1. Вулкан Хангар

Хангар (54°45' с.ш., 157°24' в.д.; высота 2000 м) (см. рис. 3.1) — самый южный вулкан Срединного хребта — ранее считался потухшим и никогда не включался ни в один из каталогов действующих вулканов. Стратовулкан Хангар сформировался на позднеплейстоценовом этапе эволюции сложнопостроенного вулканического массива, расположенного в пределах Срединной метаморфической зоны Камчатки [Балуев и др., 1992; Маренина, 1959].

Последним и единственным извержением Хангара в голоцене считалось катастрофическое извержение около 7000 <sup>14</sup>C л.н. с индексом ХГ [Мелекесцев др., 1996]. Изучение более 100 разрезов в окрестностях вулкана и на удалении от него показало, что это эруптивное событие на Хангаре было в голоцене не единичным. В процессе тефрохронологических работ нами установлено не менее десяти горизонтов его пирокластики [Базанова, Певзнер, 2001], в том числе не менее семи горизонтов слабых и умеренных извержений. Их отложения представлены преимущественно тефрой, которая прослежена на расстоянии до 60 км от эруптивного центра. Вблизи вулкана тефра обычно плохо сортирована: это мелкие лапилли и гравий белой пемзы и резургентных пород с существенной долей вулканического песка и пыли. Часто эта пирокластика несет следы вторичных изменений и окрашена в яркие охристо-бурые или более темные бурые до черного тона. Ее мощность у подножия вулкана варьирует от 1–5 до 25 см.

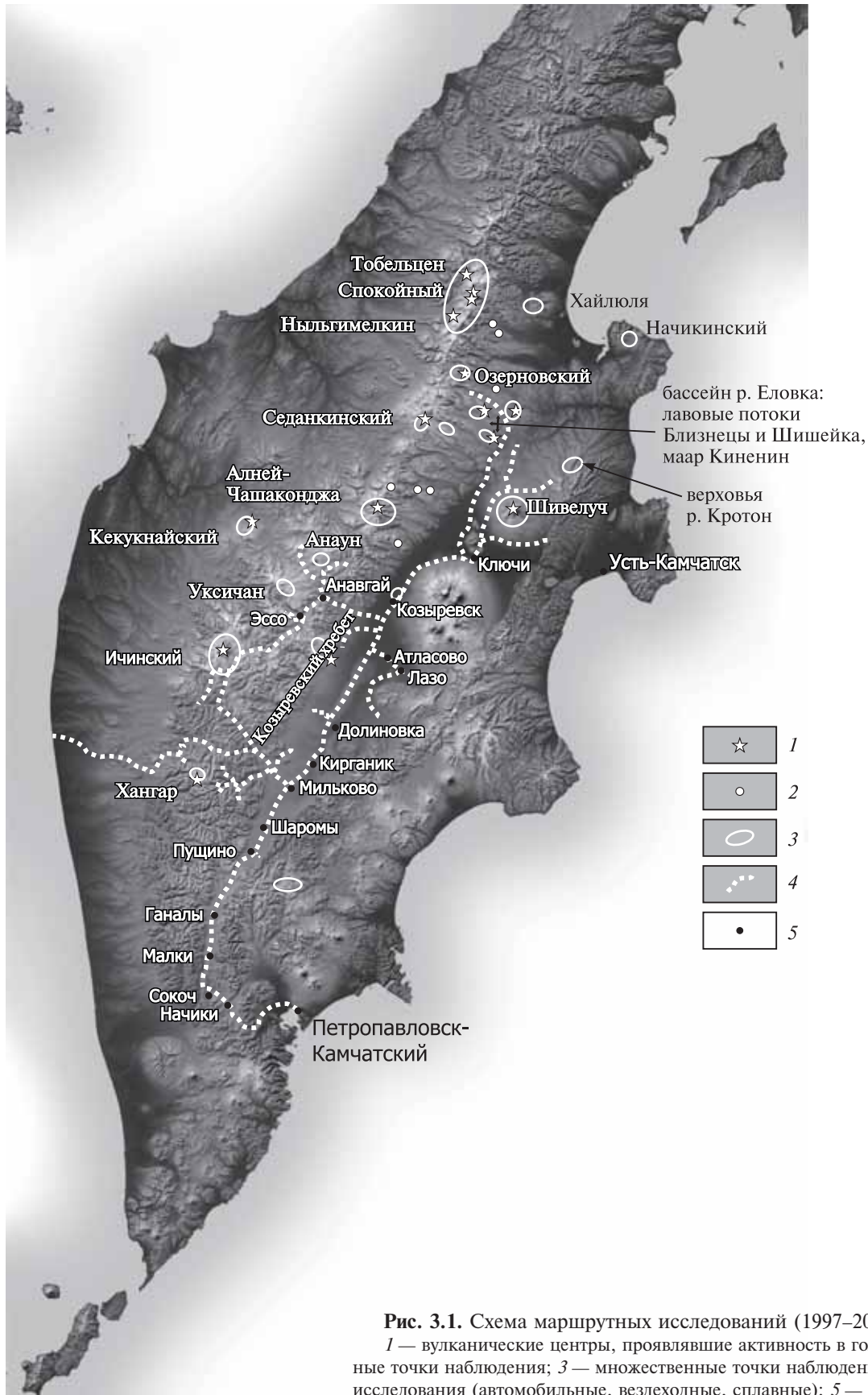


Рис. 3.1. Схема маршрутных исследований (1997–2010 гг.)

1 — вулканические центры, проявившие активность в голоцене; 2 — единичные точки наблюдения; 3 — множественные точки наблюдения; 4 — маршрутные исследования (автомобильные, вездеходные, сплавные); 5 — населенные пункты

Последние установленные извержения составляли пеплы, представленные, как правило, грубым вулканическим песком и гравием желтого или светло-серого цвета; в 5 км от источника извержения их мощность не превышала 15 см.

Принадлежность этих тефр к Хангару доказывает закономерным увеличением числа прослоев, их мощности и крупности материала по мере приближения к вулкану. По составу тефра отвечает дацитам и риодацитам умеренно-калиевой известково-щелочной серии [Мелекесцев и др., 1996]. Важным критерием для идентификации пеплов явилось наличие в них биотита, позволяющее безошибочно диагностировать их среди транзитных пеплов, связанных с извержениями удаленных вулканов. В составе транзитных пеплов биотит отсутствует [Braitseva et al., 1997], за исключением пепла ОП (извержение Бараний Амфитеатр на вулкане Опала 1500  $^{14}\text{C}$  л.н.) [Мелекесцев и др., 1996]. Однако последний фиксируется в разрезах без заметного изменения мощности, отличается более тонким гранулометрическим составом и некоторыми особенностями минерального парагенезиса.

Кроме слабых и умеренных извержений, отложения которых даже вблизи вулкана представлены маломощными прослоями тефры, в голоценовой эруптивной истории вулкана были и весьма крупные события, на которых следует остановиться подробнее. Все они происходили в первой половине голоцена. Продукты этих трех извержений представлены главным образом тефрой и пирокластическими потоками.

Сведения о наиболее раннем из них сохранились всего в одном разрезе. Отложения представлены пирокластическим потоком (12 м видимых), уходящим под урез ручья. Это преимущественно уплотненные и слабоуплотненные светло-серые туфы: массивные, неслоистые и несортированные отложения с хаотическим распределением ювенильной пемзы размера лапилли (до 8 см в поперечнике) в песчано-алевритовом заполнителе. Резургентный материал содержится в резко подчиненном количестве и представляет собой разнообразные эффузивы, большая часть которых принадлежит постройке вулканического массива. И лапилли пемзы, и заполнитель пирокластического потока содержат биотит.

Отложения самого крупного в голоценовой истории вулкана извержения, имеющего индекс ХГ, детально рассмотрены в статье И.В. Мелекесцева с соавторами [1996]. Описание отложений приводится по этой публикации. Продукты извержения представлены обширными пиро-

кластическими потоками и волнами, а также тефрой. Распространение пирокластических потоков ограничено главным образом уступом плейстоценовой кальдеры, в которой расположен вулкан, и приурочены они к пониженным участкам ее днища (рис. 3.2, А), хотя местами выходят и за границы кальдеры. По [Мелекесцев и др., 1996], пирокластический покров извержения ХГ включает в себя не менее трех комплексов пирокластических отложений (рис. 3.3, Б), однако при более детальном исследовании [Базанова, Певзнер, 2001] удалось установить, что III комплекс (см. рис. 3.3, Б) относится к более позднему извержению, которому мы присвоили индекс ХГ<sub>2</sub>.

Таким образом, извержение ХГ характеризуется только I и II комплексами. Отложения пирокластических потоков первых двух комплексов представлены светло-серыми (в выветрелом состоянии белыми), иногда розоватыми или желтовато-серыми пемзовыми туфами. Как правило, это массивные, неслоистые и несортированные отложения с хаотическим распределением крупных обломков пород в песчано-алевритовом заполнителе. Ювенильные породы представлены пемзой размера лапилли и бомб двух разновидностей: серой, плотной, редко слегка волокнистой, и сахарно-белой, пористой, длиноволокнистой с шелковистым блеском, обычно с вкрапленниками плагиоклаза и биотита. Встречаются полосчатые пемзы с тонкими полосками белого и серого цвета. Резургентный материал — разнообразные эффузивы, большая часть которых принадлежит постройке вулканического массива. Часто отмечается концентрация чужеродных обломков в подошве потоков или вблизи нее, где они образуют вытянутые полосы или линзы мощностью от 1,5–2 до 3–4 м. Отложения пирокластических потоков чаще рыхлые или слабоуплотненные. Как правило, мощность отложений I единицы 15–25 м, II единицы — 6–20 м. Их максимальная суммарная мощность до 60 м.

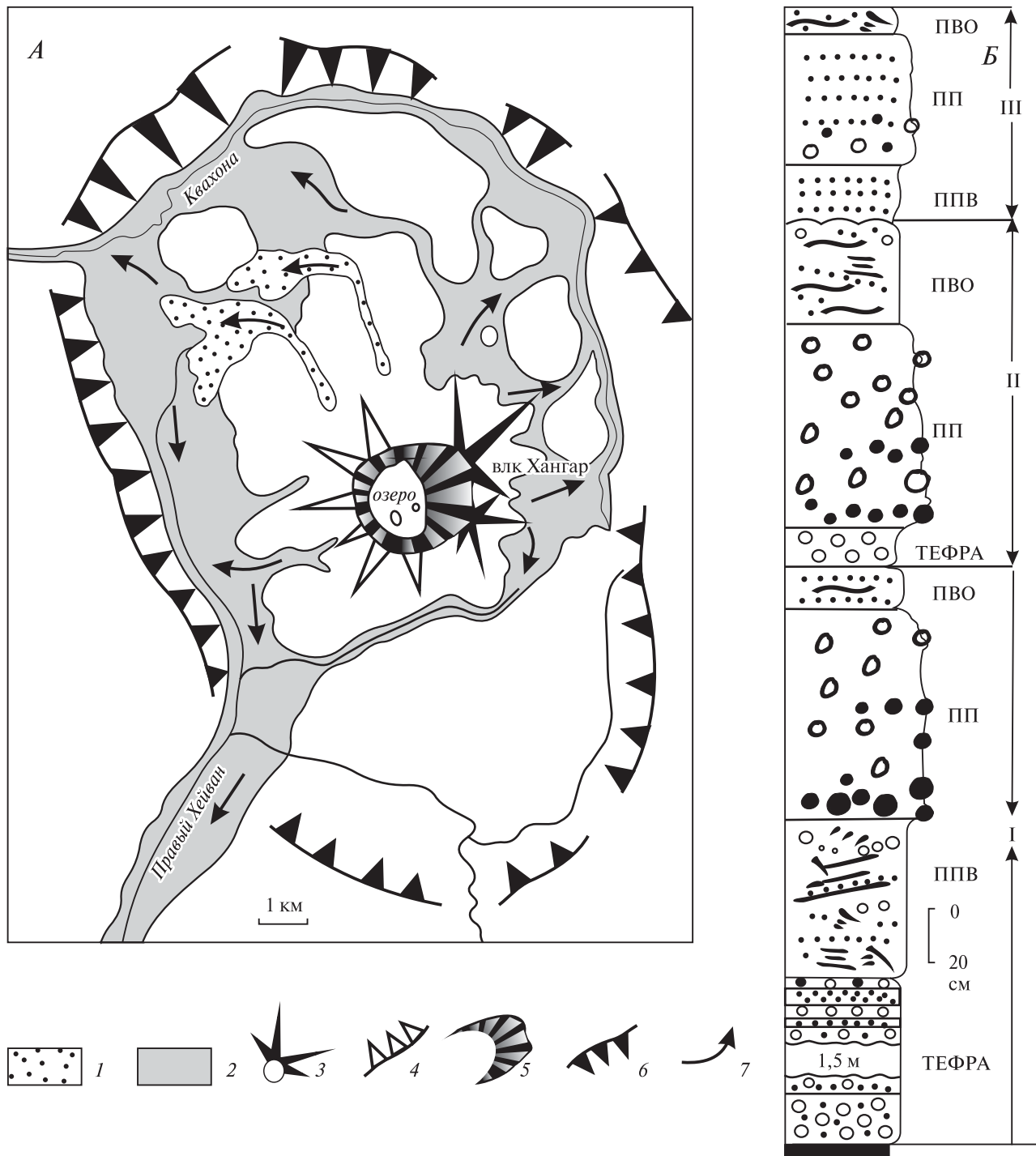
Пирокластическим потокам сопутствуют отложения приземной волны (*ground surge*) и волны пеплового облака (*ash cloud surge*). Отложения приземной волны залегают в основании пирокластического потока I единицы (см. рис. 3.3, Б) и представлены параллельно-линзовидно-слоистыми отложениями — это чередование прослоев вулканических песков, тонкого пепла и более грубых прослоев с вулканическим гравием и лапилли пемзы до 3–4 см в поперечнике. Мощность приземной волны 40–45 см, цвет светло-серый, иногда с голубоватым оттенком.



**Рис. 3.2.** Вулкан Хангар

*А* — пирокластические потоки извержения ХГ, заполнившие северо-западную часть плейстоценовой кальдеры, *фото автора*;

*Б* — кратерное озеро на вершине вулкана, в юго-восточной части расположены островки — дацитовые экструзивные купола, *фото А.С. Кириленко*

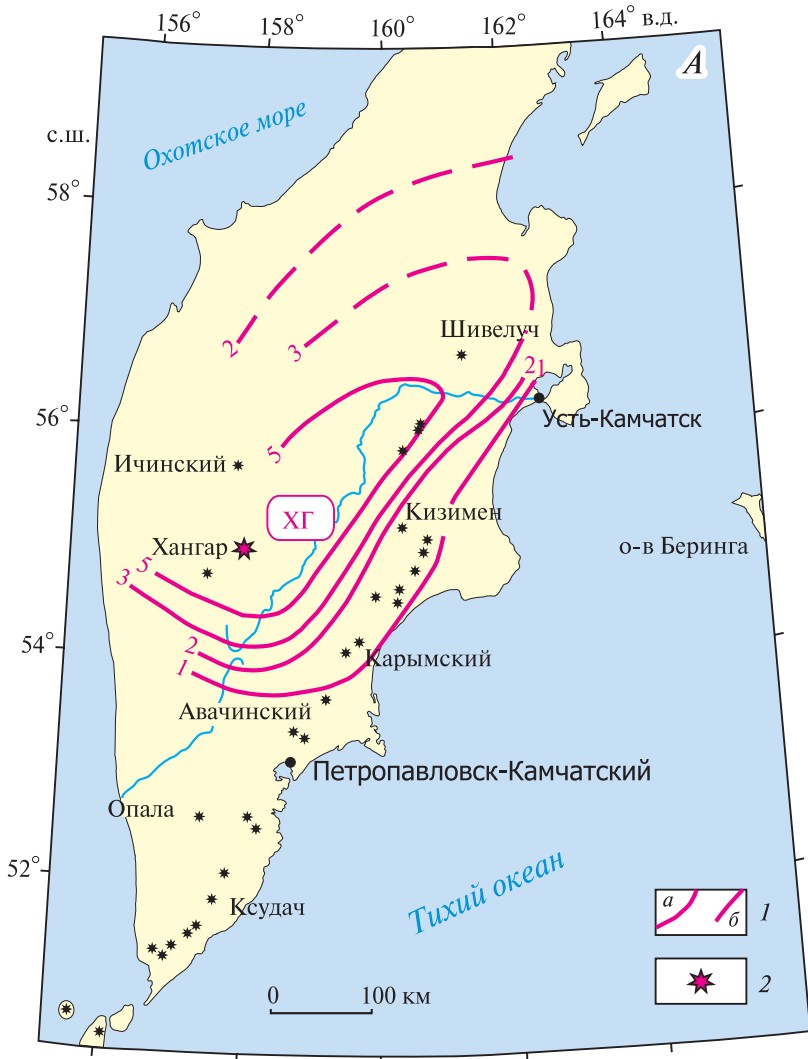


**Рис. 3.3.** Извержение ХГ вулкана Хангар по [Мелекесцев и др., 1996] с изменениями и дополнениями по [Базанова, Певзнер, 2001]

**А** — местоположение эруптивного центра и распространение (реконструкция) пирокластических потоков: 1, 2 — пирокластические потоки верхней (1) и нижней (2) частей покрова; 3, 4 — фрагменты вулканических построек, разрушенные субкальдерным извержением: экструзии (3) и собственно вулкан Хангар (4); 5 — уступ кратера; 6 — уступ кальдеры Хангар; 7 — направления движения пирокластических потоков;

**Б** — сводный разрез пирокластических отложений: ПП — туфы пирокластических потоков (*pyroclastic flow*) показаны вне масштаба; ПВО — преимущественно песчано-алевритовые слоистые отложения пирокластической волны пеплового облака (*ash cloud surge*); ППВ — массивные или стратифицированные песчано-гравийные отложения приземной пирокластической волны (*ground surge*); ТЕФРА — бомбы, лапилли, вулканические пески; I–III — комплексы пирокластических отложений





**Рис. 3.4.** Тефра извержения ХГ

*А* — зона интенсивного пеплопада извержения ХГ по [Пономарева и др., 2010]: *1* — изопахиты тefры (в см), достоверные (*а*) и предположительные (*б*); *2* — местоположение разреза, представленного на рис. 3.4, *Б*;

*Б* — полушурф на р. Золотой в 20 км к север-северо-востоку от кратера: тefра ХГ перекрыта неясно стратифицированными отложениями волны пирокластического облака, фото автора



Таблица 3.1. Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в голоценовых породах вулкана Хангар

Образец		Оксиды											Сумма	
номер	место отбора	материал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
5534	Экструзивный купол	Лава	66,70	0,39	16,45	3,95	-	0,08	1,66	3,56	4,63	2,28	0,30	100,00
98001/5	Внутри кальдеры	Разнозернистый вулканический песок	69,03	0,36	16,60	0,29	3,37	0,07	0,91	3,15	4,15	2,07	Не опр.	100,00
<b>XI-400</b>														
98001/1	руч. Инвайт	Грубый вулканический песок	69,68	0,36	15,38	0,87	3,22	0,07	0,73	3,31	4,40	2,00	Не опр.	100,00
98109/1	То же	Разнозернистый вулканический песок	67,49	0,47	17,69	0,84	3,55	0,08	1,26	2,17	4,36	2,09	“	100,00
<b>XI-1000</b>														
98003/1	руч. Инвайт	Мелкозернистый, среднезернистый вулканический песок	72,74	0,21	13,87	0,04	3,15	0,09	0,36	1,81	3,75	3,50	Не опр.	100,00
98011/4	То же	Вулканический песок до крупнозернистого	64,91	0,47	15,89	5,09	4,07	0,08	1,36	1,79	4,23	2,11	“	100,00
97004/1	р. Евсейчиха	Мелкий гравий	70,74	0,50	15,54	0,06	3,33	0,13	0,75	2,72	4,72	1,51	“	100,00
97022/2	р. Богдановская	Разнозернистый вулканический песок	71,75	0,54	16,06	-	2,27	0,09	0,58	2,00	3,71	3,00	“	100,00
<b>XI-2500</b>														
98104/5	Внутри кальдеры	Разнозернистый вулканический песок	60,76	0,53	18,72	5,02	4,64	0,10	1,75	2,60	3,99	1,89	Не опр.	100,00
98121/1	Перевал Олений	То же	70,11	0,38	16,10	0,86	3,43	0,09	1,23	1,34	4,45	2,01	“	100,00
98121/2	То же	Лапилли пемзы	70,04	0,38	16,09	0,44	3,49	0,08	1,19	1,55	4,38	2,36	“	100,00
98102/1	“	То же	67,46	0,52	17,18	1,03	2,35	0,14	1,48	3,21	4,35	2,28	“	100,00
<b>XI-4100</b>														
98011/1	руч. Инвайт	Мелкозернистый, среднезернистый вулканический песок	63,47	0,49	17,03	5,48	4,34	0,09	1,03	2,12	4,00	1,95	Не опр.	100,00
98117/1	руч. Олений	Разнозернистый вулканический песок	72,50	0,36	15,05	0,11	3,56	0,06	1,12	1,08	4,14	2,02	“	100,00
<b>XI-6600</b>														
98052/3	р. Крутогорова	Тонкий вулканический песок	70,81	0,38	13,53	2,14	1,03	0,05	1,55	3,71	4,34	2,42	0,04	100,00

Таблица 3.1. Продолжение

Образец		Оксиды											Сумма	
номер	место отбора	материал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
98039/1	руч. Малахитовый	Разнозернистый вулканический песок	57,28	0,49	19,42	6,22	5,57	0,09	2,08	3,13	4,39	1,33	Не опр.	100,00
98106/4	То же	То же	71,51	0,37	15,59	1,02	2,32	0,07	1,14	1,53	4,31	2,14	“	100,00
<b>XI-6900 грубый материал</b>														
98169/3	Внутри кальдеры	Лапилли пемзы из тефры	65,90	0,48	19,84	0,74	2,59	0,12	0,98	2,91	4,24	2,21	Не опр.	100,01
98100/4	То же	То же	69,46	0,40	16,18	0,94	1,78	0,12	0,85	3,20	4,51	2,56	“	100,00
98100/3	“	Лапилли пемзы из пирокластического потока	68,46	0,43	16,78	0,66	1,96	0,14	1,29	3,34	4,58	2,36	“	100,00
98031/1	р. Облуковина	Лапилли пемзы из тефры	66,95	0,43	17,19	0,86	3,47	0,09	1,83	2,37	4,73	2,06	“	99,98
98032/4	р. Этыканендя	То же	68,00	0,47	16,42	1,00	3,03	0,09	1,78	2,59	4,37	2,26	“	100,01
98031/2	р. Облуковина	“	66,72	0,48	17,38	0,84	3,44	0,10	2,10	2,55	4,36	2,03	“	100,00
98032/2	р. Этыканендя	“	67,90	0,46	17,00	1,22	2,45	0,08	1,69	2,52	4,49	2,19	“	100,00
97022/7	р. Богдановская	“	63,89	0,21	19,90	2,63	1,53	0,10	1,49	5,05	3,94	1,27	“	100,01
97015a/1	р. Левая Андриановка	“	69,10	0,34	17,15	1,59	1,54	0,11	0,65	2,95	4,65	1,91	“	99,99
95304/2	Вулкан Бакенинг	Грубозернистый вулканический песок	55,40	0,82	20,80	4,67	2,44	0,14	2,58	8,00	3,99	1,09	0,07	100,00
<b>XI-6900 тонкий материал</b>														
95304/3	Вулкан Бакенинг	Вулканический песок	67,07	0,71	16,86	3,18	0,49	0,67	0,11	4,22	4,58	2,08	0,03	100,00
97022/6	р. Богдановская	То же	67,19	0,22	18,55	2,23	1,06	0,10	0,98	3,33	4,15	2,19	Не опр.	100,00
80319/4	Вулкан Большой Семячик	“	66,28	0,57	18,25	0,35	4,15	0,11	1,30	3,25	3,60	1,97	0,17	100,00
8403-11	Вулкан Малый Семячик	“	66,90	0,57	16,33	2,74	1,50	0,12	2,05	3,56	3,93	2,25	0,16	100,10
87307/4	Яр Новый	“	70,06	0,36	14,95	1,87	0,60	0,03	1,57	2,19	4,63	3,12	0,09	99,48
11-83-22	Яр Половинка	“	67,35	0,57	16,70	2,82	1,13	0,08	1,34	3,02	4,40	2,48	0,11	100,00
87242/12	Узон, оз. Банное	“	76,31	0,37	15,45	Не опр.	0,61	0,03	0,13	1,26	3,51	2,26	0,09	100,00
148-8	Толбачинский дол	“	67,16	0,49	16,06	2,50	1,69	0,11	2,02	2,36	4,16	2,45	–	100,00
345Б/6	пос. Ключи	“	65,68	0,76	18,25	1,19	1,41	0,12	3,03	3,45	3,62	2,36	0,13	100,00

Таблица 3.1. Окончание

Образец			Оксиды											
номер	место отбора	материал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
300Б/25	р. Киргурич	То же	64,83	0,56	17,60	1,90	2,20	0,13	2,02	5,30	3,43	1,88	0,13	99,98
78001/26	Вулкан Шивелуч	“	67,96	0,52	15,70	0,24	3,00	0,17	1,34	3,02	4,08	3,77	0,19	100,00
7-89/5	р. Северная Озерная	“	70,64	0,63	16,04	0,79	1,81	0,05	0,84	2,34	3,96	2,76	0,14	100,00
<b>XГ-10 000</b>														
98154/4	перевал Олений	Лапилли пемзы	68,05	0,36	17,76	1,42	1,45	0,16	0,49	3,42	4,61	2,29	Не опр.	100,01

*Примечание.* Состав пород в пересчете на безводный остаток. Анализы выполнены в химической лаборатории ИВ АН СССР. Образцы, за исключением номеров 97xxx и 98xxx, приводятся по [Мелекесцев и др., 1996].

Отложения пирокластической волны пеплового облака перекрывают пирокластические потоки, а также облекают склоны вулканических построек и прилегающие междуречные пространства за их пределами. Для этих отложений характерна тонкая параллельно-волнистая слоистость с чередованием прослоев вулканических песков разной крупности, иногда с примесью гравия; отмечаются немногочисленные линзовидные прослои грубого песка с лапилли пемзы до 2 см в диаметре. Цвет материала от розовато-серого до светло-серого, но всегда есть тонкие розовые прослои, которые хорошо выделяются в разрезах. В северном секторе их мощность варьирует от 0,1 до 3,5 м.

В северо-восточном секторе подножия вулкана тефра образует чехол мощностью до 2 м. Она залегает в основании I и II комплексов и хорошо стратифицирована из-за чередования грубо- и мелкообломочных прослоев мощностью от нескольких до 50 см. В 5 км от кратера в разрезе преобладают горизонты пемзовых лапилли и бомб до 8–10 см в поперечнике. Пемза светло-серая, плотная, волокнистая, с шелковистым блеском, часто в ярко-желтой пылеватой рубашке. В значительных количествах в прослоях присутствует резургентный материал. Горизонты грубой тefры чередуются с прослоями вулканических песков с примесью гравия и единичных лапилли до 1 см в диаметре; отмечаются также уплотненные прослои тонких пеплов.

Объем извержения XГ соизмерим с объемом продуктов кальдерообразующих извержений. Площадь пирокластического покрова, по рассматриваемой реконструкции, не менее 47–50 км<sup>2</sup>. При средней мощности отложений 40–60 м объем пирокластических потоков оценен в 2–3 км<sup>3</sup>, а масса — в 3·10<sup>9</sup> т. Объем тefры по изопахите 1 см порядка 10 км<sup>3</sup>, а масса — 10·10<sup>9</sup> т. Суммарный объем извергнутой пирокластики с учетом тefры за пределами изопахиты 1 см не менее 14–15 км<sup>3</sup>, а масса — 15·10<sup>9</sup> т. Предположительно, во время извержения XГ на вулкане образовался огромный (2,1×2,8 км) кратер, внутри которого, по-видимому, формировались дацитовые экструзивные купола. В настоящее время кратер заполнен озером глубиной более 150 м, над зеркалом которого едва поднимается вершинная часть одного из таких куполов в виде трех сближенных островков (см. рис. 3.2, Б и 3.3, А).

После извержения XГ на вулкане произошло еще одно извержение с образованием пирокластических потоков (XГ<sub>2</sub>). В разрезах отложения XГ и XГ<sub>2</sub> разделены несогласным залеганием, изредка маломощной супесью. Отложения пи-

рокластического потока ХГ<sub>2</sub> (III единица на рис. 3.3, Б) мощностью до 10 м — рыхлый, преимущественно мелкообломочный материал, который, скорее всего, можно связать с «песчаным потоком». Обычно это пемзовые пески с примесью гравия и мелких (до 2 см) лапилли пемзы с резко подчиненным количеством резургентного материала. Содержание фрагментов пемзы размером 2–5 см около 2%, фрагменты ≥ 5 см единичны. Обломки резургентных пород значительно крупнее — до 10–15 см, но их немного. Пирокластический поток подстилается неслоистыми отложениями приземной волны — это довольно однородные тонко- и мелкозернистые светло-серые вулканические пески мощностью ~20 см. Поверхность пирокластического потока перекрывается маломощными отложениями волны пирокластического облака. Текстурно-структурные особенности пирокластики этого извержения позволяют предположить его фреатомагматическую природу.

Состав продуктов голоценовых извержений вулкана Хангар отвечает дацитам и риодацитам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (табл. 3.1). В породах содержится большое количество биотита, который является минералом-индикатором кислых пород голоценовых вулканических Срединного хребта и позволяет уверенно отличать голоценовые пеплы Хангара от пеплов вулканов фронтальной зоны Камчатки. Пепел крупнейшего голоценового извержения Хангара — ХГ (6900 <sup>14</sup>C л.н.) — один из главных маркирующих прослоев в ППЧ района Срединного хребта, центральной и северо-восточной Камчатки (рис. 3.4).

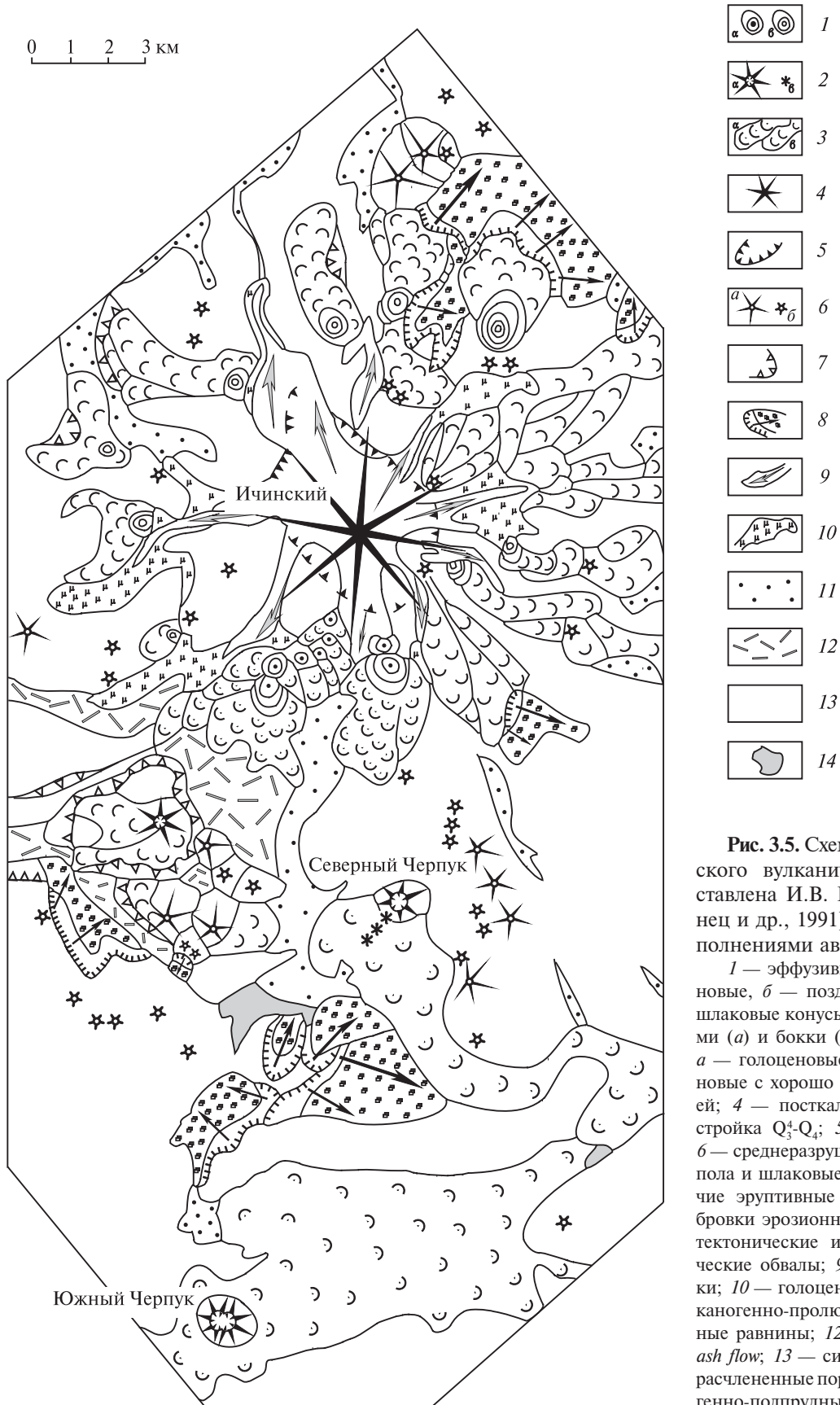
## 3.2. Южный Черпук

Южный Черпук (55°33′ с.ш., 157°28′ в.д., высота 1868 м) — крупный шлаковый конус с обширным, связанным с ним лавовым покровом — расположен в 21 км к юго-западу от главной вершины Ичинского вулкана (рис. 3.5). Фундаментом конуса по [Волынец и др., 1991; Огородов, 1960] служит мощная толща андезибазальтового состава из чередующихся между собой лав, прослоев и линз пирокластики. Возраст толщи предположительно раннечетвертичный [Вулканы..., 1972]. Эти породы слагают небольшой хребет Лаучан северо-восточного простирания, примыкающий к юго-западному подножию Ичинского вулкана.

Главными элементами вулканической постройки Южного Черпука являются крупный сложно построенный шлаковый конус и обширный трехлопастной лавовый покров (рис. 3.6; см. рис. 3.5). По данным проведенной нами реконструкции [Певзнер и др., 1999], конус начал формироваться на абсолютной отметке 1500–1550 м. Размер основания выраженной в рельефе части конуса 1,2×1,7 км, относительная высота — около 250 м. Удлиненность основания конуса в субширотном направлении объясняется слиянием в едином сооружении двух конусов. Западный выше (примерно на 30 м) и образовался раньше, чем Восточный. На вершине постройки находится овальный в плане кратер, срезающий оба конуса, его размер 0,2×0,3 км, глубина 70–80 м. Дно кратера — пологая чаша диаметром около 100 м. Крутизна склонов конуса 30–35°. Судя по разнице отметок кровли пород фундамента и верхней кромки кратера, истинная высота конуса достигает, вероятно, 340–350 м.

С поверхности склоны конуса сложены красно-бурыми шлаками и того же цвета сильно пористыми обломками оливиновых андезибазальтов. Последних больше у основания конуса. На крутых (30–40°) стенках кратера преобладают глыбы агглютинатов, куски шлака и бомбы. В выбросах конуса у его подножия обнаружены [Маренина, 1962] также обломки риолитового состава. По нашему предположению, эти обломки принадлежат экструзии, находящийся в районе Южного Черпука, и могут расцениваться как резургентный материал, захваченный в процессе извержения. Эти предположения основаны на значительной разнице в химическом составе пород Южного Черпука — умеренно-калиевых андезибазальтов (табл. 3.2) и обсуждаемого образца — высококалиевого риолита.

Выраженная в рельефе часть лавового покрова имеет площадь 56 км<sup>2</sup>. Длина наиболее протяженной южной лопасти потока 22 км. Наибольшая ширина покрова 5 км. Северо-западная лопасть, имеющая длину 15 км, приурочена к долине р. Черпук, ее окончание находится там на абсолютной высоте 640 м, южная лопасть — в долине р. Левоу Самки — на 490 м. Восточная лопасть имела длину, большую, чем показано на рис. 3.5, но ее окончание погребено мощным лавовым потоком Северного Черпука и частично перекрыто водами оз. Арбулат. Если допустить, что окончание этой лопасти, по аналогии с долиной р. Черпук, тоже находилось на высоте 640–650 м, то длина ее достигнет примерно 12 км, а общая площадь покрова увеличится до 60 км<sup>2</sup>.



**Рис. 3.5.** Схематическая карта Ичинского вулканического массива, составлена И.В. Мелекесцевым [Волынец и др., 1991] с изменениями и дополнениями автора

1 — эффузивные купола: *a* — голоценовые, *б* — позднелейстоценовые; 2 — шлаковые конусы с вершинными кратерами (*a*) и бокки (*б*); 3 — лавовые потоки: *a* — голоценовые, *б* — позднелейстоценовые с хорошо выраженной морфологией; 4 — посткальдерная вершинная постройка  $Q_3^4$ - $Q_4$ ; 5 — уступ кальдеры  $Q_3^4$ ; 6 — среднеразрушенные экструзивные купола и шлаковые конусы  $Q_2$ - $Q_3$  (*a*) и прочие эруптивные центры  $Q_2$ - $Q_3$  (*б*); 7 — бровки эрозионных уступов; 8 — сейсмоструктурные и вулканосейсмоструктурные обвалы; 9 — современные ледники; 10 — голоценовые морены; 11 — вулканогенно-пролювиальные аккумулятивные равнины; 12 — отложения *block-and-ash flow*; 13 — сильно эродированные нерасчлененные породы  $N_2$ - $Q_3$ ; 14 — вулканогенно-подпрудные озера



**Рис. 3.6.** Шлаковый конус Южный Черпук (ЮЧ) и связанный с ним лавовый поток

*А* — западная лопасть, вложенная в долину р. Черпук, *фото автора*;

*Б* — верхняя часть восточной лопасти потока, ее левый край, вид с севера, *фото Н.П. Смелова*



**Таблица 3.2.** Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в породах строенного извержения Южный Черлук — Северный Черлук — Ичинский вулкан 6500 <sup>14</sup>С л.н.

образца	Номер материала	Оксиды											Σумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
<b>ИЧ (Ичинский вулкан 6500 <sup>14</sup>С л.н.)</b>													
ICH-24	Лава	64,78	0,61	16,38	1,71	2,83	0,10	2,20	4,65	4,10	2,44	0,20	100,00
128а/2	Бомбы пемзы	64,92	0,69	17,07	1,92	2,32	0,09	2,36	3,99	3,95	2,69	—	100,00
122/1	Лапилли пемзы	68,69	0,52	16,32	1,87	1,36	0,09	0,56	2,51	4,50	3,43	0,15	100,00
120/1	Лава	64,05	0,65	16,34	2,22	2,64	0,08	2,98	4,42	4,05	2,38	0,19	100,00
97034/3	Алевропелит — мелкозернистый вулканический песок	62,07	0,72	18,77	3,29	2,70	0,09	2,02	4,37	3,69	2,13	0,15	100,00
97034/2	Тонкий пепел	62,55	0,68	18,71	2,94	2,28	0,09	1,95	4,52	3,86	2,27	0,15	100,00
97033/3	То же	57,31	0,95	20,46	3,30	3,69	0,11	3,52	5,30	3,34	1,69	0,33	100,00
<b>СЧ (Северный Черлук)</b>													
107/1	Лапилли шлака	55,67	1,08	18,94	3,17	4,21	0,13	4,93	7,10	3,52	1,25	—	100,00
0107/4	То же	56,24	1,01	17,16	4,52	3,08	0,13	5,02	7,60	3,62	1,27	0,35	100,00
0107/5	“	60,32	0,79	16,98	2,96	3,43	0,11	3,21	6,38	3,79	1,78	0,25	100,00
0107/6	Гравий пемзы	62,20	0,78	16,40	2,58	3,33	0,10	2,71	5,65	3,90	2,10	0,25	100,00
0107/7	Лапилли шлака	56,78	0,95	16,91	3,38	4,23	0,13	4,83	7,35	3,79	1,33	0,32	100,00
97034/1	Шлаковая корка на лаве	62,49	0,73	16,37	2,69	2,84	0,10	2,62	5,65	4,05	2,25	0,21	100,00
6449/2г	Темная полоса в шлаке	60,57	0,72	15,91	3,69	3,33	0,15	2,70	7,03	3,79	1,95	0,16	100,00
6449/17	Светлая полоса в шлаке	61,18	0,70	16,40	3,60	2,60	0,32	3,22	6,04	3,62	2,05	0,27	100,00
6449/16	Включение пемзы	66,21	0,35	15,30	2,63	1,88	0,15	1,56	5,05	3,98	2,73	0,16	100,00
229а	Лава, исток	60,77	0,78	16,95	1,70	4,04	0,10	3,82	6,19	3,74	1,65	0,26	100,00
мкам-41-97	То же	60,81	0,73	16,30	2,68	3,80	0,11	3,07	6,39	4,01	1,83	0,27	100,00
6434	Лава, середина	57,67	0,82	16,99	2,89	4,77	0,11	3,70	7,51	3,67	1,71	0,16	100,00
ICH-33	То же	62,66	0,72	16,32	1,60	3,71	0,12	3,04	5,42	3,94	2,22	0,25	100,00
6452	Лава, фронт	60,84	0,72	16,60	2,34	4,16	0,11	2,72	6,53	3,70	2,06	0,22	100,00



Таблица 3.2. Окончание

образца	Номер материал	Оксиды											Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
<b>ЮЧ (Южный Чертух)</b>													
0107/1	Лапилли шлака	52,65	1,35	16,08	6,57	3,30	0,16	7,04	7,58	3,59	1,16	0,52	100,00
0111/1	То же	52,49	1,28	17,14	4,61	4,63	0,12	6,53	8,00	3,57	1,16	0,47	100,00
113 бис/1	“	52,66	1,26	17,17	4,05	5,32	0,13	6,48	7,91	3,50	1,07	0,45	100,00
113 бис/2	“	52,60	1,35	17,08	5,08	4,50	0,13	6,05	7,90	3,62	1,17	0,52	100,00
0107/2	Разнозернистый вулканический песок	55,27	1,24	16,21	4,38	3,89	0,13	5,82	7,41	3,76	1,41	0,48	100,00
0107/3	То же	53,44	1,30	16,78	4,24	4,64	0,15	6,78	7,35	3,62	1,20	0,50	100,00
201125/1	Бомба с конуса	55,34	1,20	17,05	3,77	4,78	0,12	4,94	7,10	3,82	1,42	0,46	100,00
98057в/1	Разнозернистый вулканический песок	50,52	1,55	20,96	5,84	5,76	0,15	2,31	8,28	3,61	1,02	–	100,00
111а/5	То же	55,18	1,13	17,82	4,36	3,98	0,12	4,83	7,22	3,60	1,32	0,44	100,00
97033/2	“	54,17	1,23	17,93	4,45	4,25	0,15	5,10	7,17	3,69	1,38	0,48	100,00
97033/1	Шлаковая корка на лаве	52,02	1,25	18,25	3,52	5,87	0,16	5,89	8,30	3,55	0,84	0,35	100,00
мкам-35-97	Лава, исток	55,51	1,22	16,83	2,60	5,69	0,14	4,28	7,68	4,02	1,55	0,48	100,00
б/н	Лава	54,71	1,34	16,69	2,76	5,33	0,13	5,73	7,49	4,01	1,34	0,47	100,00
ICN-02	Лава, восточный язык	55,57	1,20	16,94	2,04	5,94	0,15	4,86	7,53	3,77	1,51	0,49	100,00
AB-201124	Лава, западный язык	55,92	1,06	17,24	3,07	4,35	0,13	4,98	7,40	3,95	1,47	0,43	100,00
AB-220-1	Бублик, лава	56,46	1,01	16,99	2,59	4,45	0,13	5,58	7,46	3,69	1,29	0,35	100,00
132/6	Лапилли шлака	56,12	0,99	17,12	2,33	4,44	0,13	5,92	7,58	3,75	1,28	0,34	100,00
132/7	То же	56,48	1,01	17,15	3,00	4,05	0,13	5,35	7,53	3,70	1,26	0,34	100,00
132/8	“	56,07	0,99	17,33	3,91	3,39	0,13	5,39	7,46	3,71	1,27	0,35	100,00

Примечание. Состав пород в пересчете на безводный остаток. Образцы ICN-02, ICN-33, ICN-24 из [Shirikova et al., 2001], AB-220-1, AB-201124, 201125/1, 229a из [Volynets et al., 2010] выполнены методом РФА в Геттингенском университете, Германия; б/н из [Вулканы..., 1972]; 6449/2г, 6449/17, 6449/16, 6434, 6452 — из коллекции О.Н. Волынца (см. [Volynets et al., 2010]); прочие образцы выполнены методом РФА в химической лаборатории ИГЕМ РАН.

Поверхность лавового покрова имеет свежий облик, так как хорошо сохранились практически все элементы ее мега- и даже микрорельефа.

Вблизи фронта поверхность потока близка к слабоволнистой, на ней хорошо выражены неглубокие (до 1–2 м) провалы. Практически вся лава покрыта сильнопористой окисленной коркой бурого цвета. Поры крупные, эллипсоидные, до 3–4 см в длину. Поток сильно задернован. В западинах и понижениях присутствует почвенно-пирокластический чехол мощностью до 0,7 м.

В средней части поверхность потока мелкоглыбовая, ступенчато-волнистая, с крупными провалами до 5–10 м глубиной. Хорошо выражены продольные трещины шириной 0,5–1,0 м, длиной до 3–5 м и глубиной до 2 м. К бортовым валам крупность глыб увеличивается, появляются обелиски, часто встречаются трещины разрыва с каменными россыпями, как бы оперяющие поток, образуя фестончатый край. Поверхность потока покрыта довольно мощной пористой коркой. Но поры обычно не крупнее 2 см, эллипсоидные и округлые. В стенках трещин вскрываются неокисленные лавы без пор: темно-темно-серого, серо-черного цвета с зернами оливина; плотные, в некоторых случаях была отмечена флюидалность лав (полосы по 2–3 см мощностью). Поток перекрыт ППЧ мощностью не менее 0,2 м, зарос мхами и лишайниками, а по бортовым валам — единичными кустами кедрового стланика.

Вблизи конуса поверхность потока глыбовая, с мощными продольными трещинами, внутри которых вскрывается монолитная стекловатая практически черная очень плотная лава с многочисленными яркими зернами оливина; плагиоклаз встречается реже. Поток здесь слабо задернован, начиная с высоты 900–1000 м, остаются только мозаичные пятна мхов и лишайников.

Лава восточной лопасти более вязкая, чем у первых порций южной лопасти. Для ее рельефа характерны крупные западины, близкие к воронкообразной форме, глубиной до 2–3 м относительно поверхности потока.

Неровности лавового покрова заполнены шлаками извержений Южного и Северного Черпуков и перекрывающим их ППЧ, что несколько нивелирует его рельеф. Вдоль бортовых валов южной лопасти потока иногда образуются приклоненные террасы из перемытого шлака.

Среди лав покрова преобладают лавы аа-типа, меньше переходных от аа-типа к глыбовым, а также глыбовых лав. Небольшие (5–10 м) относительные превышения рельефа на поверхности потока свидетельствуют о сравнитель-

но низкой вязкости излившихся лав. На это же указывает и отсутствие четких бортовых и фронтальных валов у лавовых потоков. Самыми жидкими были, вероятно, первые порции лав, поскольку более ранние лавовые потоки имеют максимальную длину, наименьшую мощность и незначительные перепады высот, выраженных в рельефе потока. Последующие порции лав оканчиваются на все более высоких отметках, длина потоков сокращается, на них начинают появляться фронтальный и боковые валы.

На поверхности лавового покрова имеются крупные блоки пород шлакового конуса, который в ходе извержения частично разрушался, а отваливающиеся фрагменты его постройки растаскивались движущимися лавовыми потоками.

Макроскопически породы с поверхности покрова — темно-серые, до почти черных, пористые оливинные андезибазальты. По Н.В. Огородову [1962], структура пород порфировая, основной массы — гиалопилитовая. Стекло серовато-бурое с большим количеством рассеянной пыли черного рудного вещества.

По химическому составу (см. табл. 3.2) это типичные андезибазальты [Классификация..., 1981].

В шурфах на поверхности лавового потока был вскрыт ППЧ, содержащий как пирокластику самого Южного Черпука, так и пеплы некоторых других извержений. Непосредственно на лавах залегают бомбы растащенного шлакового конуса (максимальный размер — 15 см в диаметре на расстоянии ~10 км от конуса), на них — пачка разнообразных (от песка до гравия и мелких лапилли) черных шлаков, которые перекрыты слоем очень плотного преимущественно тонкого пепла палевого цвета, часто оржавленного — завершившего извержение Южного Черпука. Мощность шлаков вблизи источника извержения сильно варьирует в связи с неоднородным микро- и мезорельефом подстилающей поверхности, а также особенностями осадконакопления и сохранения материала.

Поскольку подошва лавовых потоков нигде не вскрывается, невозможно судить о мощности шлаков начальной стадии извержения Южного Черпука. Однако максимальная видимая мощность шлаков на расстоянии 10 км к юго-востоку от конуса была вскрыта на высокой (около 900 м) древней (доголоценовой) поверхности и составила 1,8 м. Причем, мощность шлаков финальной стадии в этом разрезе не превышала 40 см при крупности единичных лапилли до 1,5 см; пачка шлаков начальной стадии извержения содержала более грубый материал, в том числе многочисленные лапилли до 2 см в диаметре.

Таблица 3.3. Основные количественные характеристики извержений Южного и Северного Черпуков, а также Южного и Северного Прорывов Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ)

Объект	Продукты извержения											
	лава					тефра, в том числе шлаковые конусы					всего твердых продуктов	
	длина, км	ширина, км	мощность, м	площадь, км <sup>2</sup>	объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т	объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т	объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т	объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т
Южный Черпук	22	5	30–100	56–60	1,8	4,32	0,7–0,85	0,92–1,12	2,5–2,65	5,2–5,4		
Северный Черпук	18	0,5–2,5	30–230	31	1,725	4,14	0,31–0,36	0,416–0,476	$\geq 2$	4,5–4,6		
БТТИ	Северный Прорыв	5,2	2	до 80	8,86	0,49	0,954	1,152	1,18	1,64		
	Южный Прорыв	9,1–9,8	6	до 80	35,87	2,14	0,026	0,033	1,00	2,17		
	Всего			ср. 27	44,73	2,63	0,980	1,185	2,18	3,81		

Примечание. Данные по Северному и Южному Прорывам БТТИ приводятся согласно работам [Брайцева, Мелекесцев и др., 1984; Федотов и др., 1984].

Тефра Южного Черпука, которой присвоен индекс ЮЧ, прослежена в ППЧ на расстоянии до 50 км от конуса. Она встречается в разрезах приводораздельной части хребта от верховьев р. Облуковины на юге до верховьев р. Быстрой (Хайрюзовой) на севере в виде 2–4-сантиметровых прослоев черно-ржавых шлаков размерности грубого песка и мелкого гравия (см. ниже рис. 3.9). Факт отсутствия четких прослоев этих шлаков в других разрезах ППЧ района объясняется наиболее оптимальными условиями захоронения пирокластики в торфах, а не в супесях [Певзнер и др., 1997].

Пирокластика Южного Черпука, так же, как и его лавы, относится в основном к андезибазальтам (см. табл. 3.2). Более детально особенности химического состава пород будут рассмотрены ниже.

Определение объема изверженного материала, связанного с формированием постройки Южного Черпука, существенно затруднено. Мощность лав, в том числе среднюю, нельзя подсчитать из-за того, что лавовый покров нигде не прорезан до подстилающих пород. В связи с этим приводимая ниже оценка объема лав получена путем аналогии (табл. 3.3), при сравнении рассматриваемого покрова с близким к нему по многим параметрам лавовым покровом Южного Прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [Брайцева, Мелекесцев и др., 1984; Федотов и др., 1984]. В частности, в обоих случаях примерно одинаковой оказалась мощность лав вблизи эруптивного центра: 70–80 м для Южного Прорыва и 70–100 м (по нашим графическим построениям) — для Южного Черпука. Рассчитанная средняя мощность лав Южного Прорыва при объеме лавы 0,968 км<sup>3</sup> и площади лавового покрова 35,87 км<sup>2</sup> равна около 27 м. Средняя мощность лав Южного Черпука принята нами равной 30 м при площади около 60 км<sup>2</sup>. Следовательно, в очень грубом приближении, объем лавового покрова Южного Черпука можно оценить в 1,8 км<sup>3</sup>.

Считая, что размер основания шлакового конуса Южного Черпука 1,2×1,7 км, а его вершины — 0,2×0,3 км при высоте 250 м, и учитывая погребенную часть (90–100 м), можно принять объем конуса около 0,2–0,25 км<sup>3</sup>.

По объему конуса можно, основываясь на полученной в [Fierstein, Nathenson, 1992] пропорции, рассчитать, конечно, очень примерно, и объем изверженной тефры — 0,5–0,6 км<sup>3</sup>.

Таким образом, суммарный объем материала, изверженного при формировании Южного Черпука, можно оценить в 2,5–2,65 км<sup>3</sup>, а его

суммарную массу около  $5,3 \cdot 10^9$  т ( $1,8 \text{ км}^3 \times 2,4 \text{ г/см}^3 + (0,20-0,25) \text{ км}^3 \times 1,6 \text{ г/см}^3 + (0,5-0,6) \text{ км}^3 \times 1,2 \text{ г/см}^3$ ). Для сравнения: объем и масса изверженных пород БТТИ равны соответственно  $2,18 \text{ км}^3$  и  $3,81 \cdot 10^9$  т (см. табл. 3.3).

### 3.3. Северный Черпук

Конус ( $55^\circ 36'$  с.ш.,  $157^\circ 38'$  в.д., высота 1679 м) расположен в 10 км к юг-юго-западу от главной вершины Ичинского вулкана (см. рис. 3.5). Фундаментом конуса служит один из мощных лавовых потоков последнего. Абсолютная отметка подошвы основания конуса  $\sim 1450$  м, таким образом, высота конуса близка к 230–250 м. Основание конуса имеет овальную форму и вытянуто с северо-запада на юго-восток. Его размер  $1,7 \times 0,8$  км. На вершине конуса имеется округлый кратер около 0,2 км в диаметре и 70 м глубиной, дно которого рассечено радиальными трещинами шириной в несколько метров.

Конус Северный Черпук сложен различным по размерности (от крупных пористых бомб до лапилли и песка с алевропелитом) пирокластическим материалом, который по составу в целом отвечает андезитам (см. табл. 3.2). Причем, часто встречаются полосчатые разности этих пород, где и темные, и светлые полосы имеют андезитовый состав (см. табл. 3.2). В виде включения в андезитовом шлаке обнаружена дацитовая пемза (см. табл. 3.2). Обращает на себя внимание то, что в большинстве образцов пирокластических  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  преобладает над FeO (см. табл. 3.2). Таким образом, основываясь на данных работы [Борисов, Борисова, 1973], можно предполагать, что главная часть пирокластического материала получена за счет дробления пород, кристаллизовавшихся неглубоко от дневной поверхности в условиях свободного доступа кислорода.

Примерно в 0,7 км к юго-западу от вершины шлакового конуса расположен лавовый купол — бокка — служивший главным центром излияния лавового потока Северного Черпука (рис. 3.7, А). Отметка вершины купола около 1500 м, подошвы — предположительно 1250–1300 м. Излившийся отсюда лавовый поток имел большую мощность (см. рис. 3.7, Б): у края купола видимая максимальная мощность — 230 м, средняя 100–110 м, через 2 км — 65 и 40 м, через 4 км — 50 и 30 м, у фронта — 90–100 и 60 м. Длина потока 18 км, ширина колеблется от 0,5 до 2,5 км, площадь лавового поля составляет

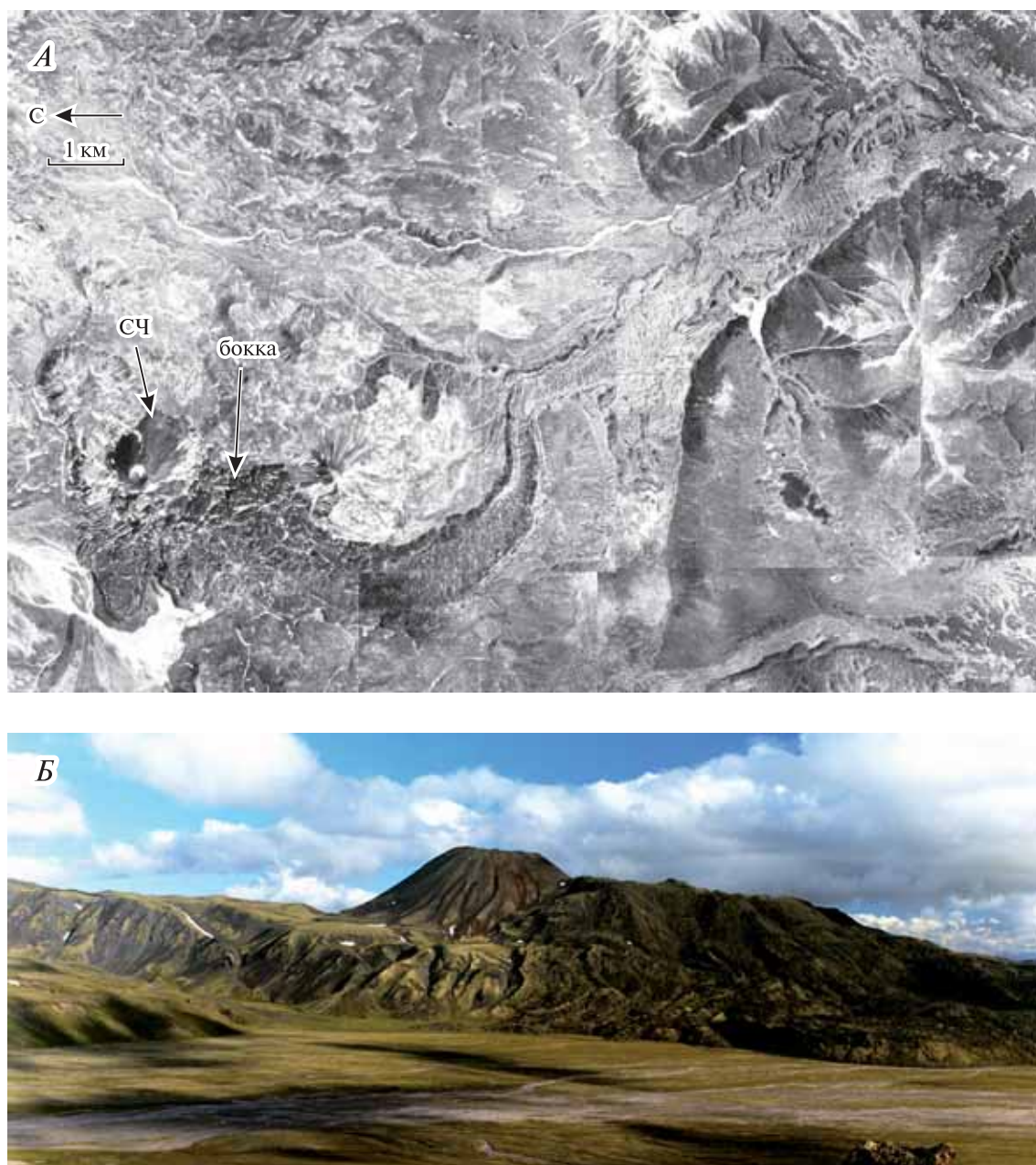
31 км<sup>2</sup>. Поток спустился по долине р. Кетачан до отметки 640 м, подпрудив несколько правых притоков этой реки. В результате были образованы озера Кетачан, Арбулат и Ангре. Средняя часть потока перекрыла край восточной лопасти лавового покрова Южного Черпука.

Поверхность лавового потока Северного Черпука — типичная глыбовая и крупно-глыбовая с относительными превышениями до 20–30 м, с прекрасно выраженными сравнительно прямолинейными бортовыми и серповидными поперечными валами (см. рис. 3.7, А). В пределах лавового поля выделяется большое количество отдельных порций лавы, поэтому края и фронтальная часть лавового потока имеют в плане сложные фестончатые очертания. Глыбы на поверхности шатаются и не задернованы, как на молодых (современных) лавовых потоках. ППЧ на потоке почти не сформирован в связи с крупно-глыбовым характером поверхности и обилием крупных трещин, провалов и западин. Обычно встречаются лишь моховые подушки, которые практически не содержат почвенного слоя. По бортовым валам и изредка на самом потоке растет молодой кедровый стланик, длина веток которого не превышает 1 м; фронтальный вал хорошо задернован, порос густым кедровым стлаником и единичными березами (рис. 3.8).

Лавы Северного Черпука в основном серого и темно-серого цвета, плотная, слабопористая, с большим количеством крупных кристаллов плагиоклаза. Отобранная вблизи конуса — плотнее, темнее по цвету, содержит менее крупные кристаллы плагиоклаза. По составу отвечает преимущественно андезитам (см. табл. 3.2).

В средней части потока, над озером Арбулат (около 9 км от центра извержения), непосредственно на лаве были обнаружены бомбы растащенного шлакового конуса. Мощность горизонта бомб и лапилли шлака составляла около 10 см. Бомбы представляли собой довольно легкие, сильнопористые, колючие шлаки до 15 см в диаметре. С поверхности, а также в глубине пор бомбы и лапилли покрыты вышележащим пеплом извержения Ичинского вулкана. По составу пирокластические отложения Северного Черпука отвечают андезитам (см. табл. 3.2). Особенности химического состава будут рассмотрены ниже.

Рассчитанный объем конуса Северный Черпук (средний диаметр основания 1,2 км, диаметр кратера 0,2 км, высота 230–240 м) — около  $0,11 \text{ км}^3$ , объем тефры, оцененный по методике О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцева с соавторами [1984], составляет  $0,20-0,25 \text{ км}^3$ .



**Рис. 3.7.** Шлаковый конус Северный Черпук (СЧ) и связанный с ним лавовый поток.

Срединный хребет, юго-западное подножие вулкана Ичинского: А — аэрофото, Б — вид с северо-запада, фото А.С. Кириленко

В связи с резкими колебаниями мощности лавы по длине потока его объем определялся отдельно по двум участкам: у истока лавового потока вместе с лавовым куполом площадью 6 км<sup>2</sup>, где средняя мощность потока была принята равной 100 м, и в остальной его части площадью 25 км<sup>2</sup> со средней мощностью 45 м. Для первого участка получен объем 0,6 км<sup>3</sup>, для второго — 1,125 км<sup>3</sup>.

Таким образом, суммарный объем лавы и пирокластики Северного Черпука оказался равным

около 2 км<sup>3</sup>, а их суммарная масса  $(1,725 \text{ км}^3 \times 2,4 \text{ г/см}^3 + 0,11 \text{ км}^3 \times 1,6 \text{ г/см}^3 + (0,20-0,25) \text{ км}^3 \times 1,2 \text{ г/см}^3)$  — порядка  $4,5 \cdot 10^9$  т, что превышает таковые показатели для суммы отложений Северного и Южного прорывов БТТИ (см. табл. 3.3).

Шлак извержения конуса Северный Черпук (индекс СЧ) прослеживается в разрезах от среднего течения р. Кетачан на юге до верховьев рек Быстрой (Хайрюзовой) и Быстрой (Козыревки) на севере до 50 км от эруптивного центра.



Рис. 3.8. Фронт лавового потока Северный Черпук (показан белой стрелкой) вблизи впадения р. Неуты в р. Кетачан 1-й, вид с юго-востока. Фото автора

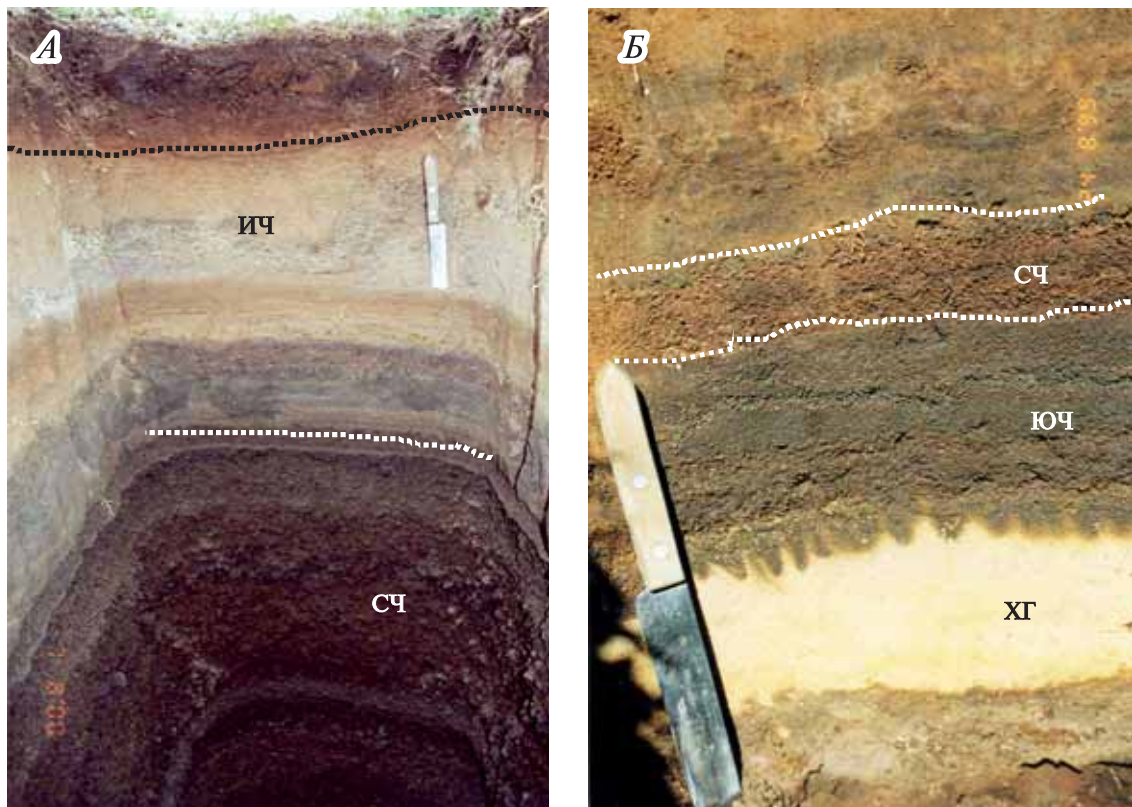


Рис. 3.9. Отложения тefры шлаковых конусов Южный и Северный Черпук. Фото автора  
А — в 3 км от конуса Северный Черпук;  
Б — в 20 км от шлаковых конусов.  
Тefры: ЮЧ — Южный Черпук, СЧ — Северный Черпук, ХГ — Хангар, ИЧ — Ичинский вулкан

Обычно горизонты ЮЧ и СЧ представлены нерасчлененными, в разной степени стратифицированными песками, гравием и лапилли шлака и выглядят как единый сложнопостроенный горизонт (рис. 3.9). Даже в торфяниках, где скорость органогенного накопления максимально высока, шлаки ЮЧ и СЧ лежат без видимого перерыва, лишь иногда со слабо выраженным несогласием. Отсутствие выраженного в торфяных разрезах перерыва между извержениями свидетельствует о субсинхронном последовательном извержении конусов Южный и Северный Черпук.

### 3.4. Вулкан Ичинский

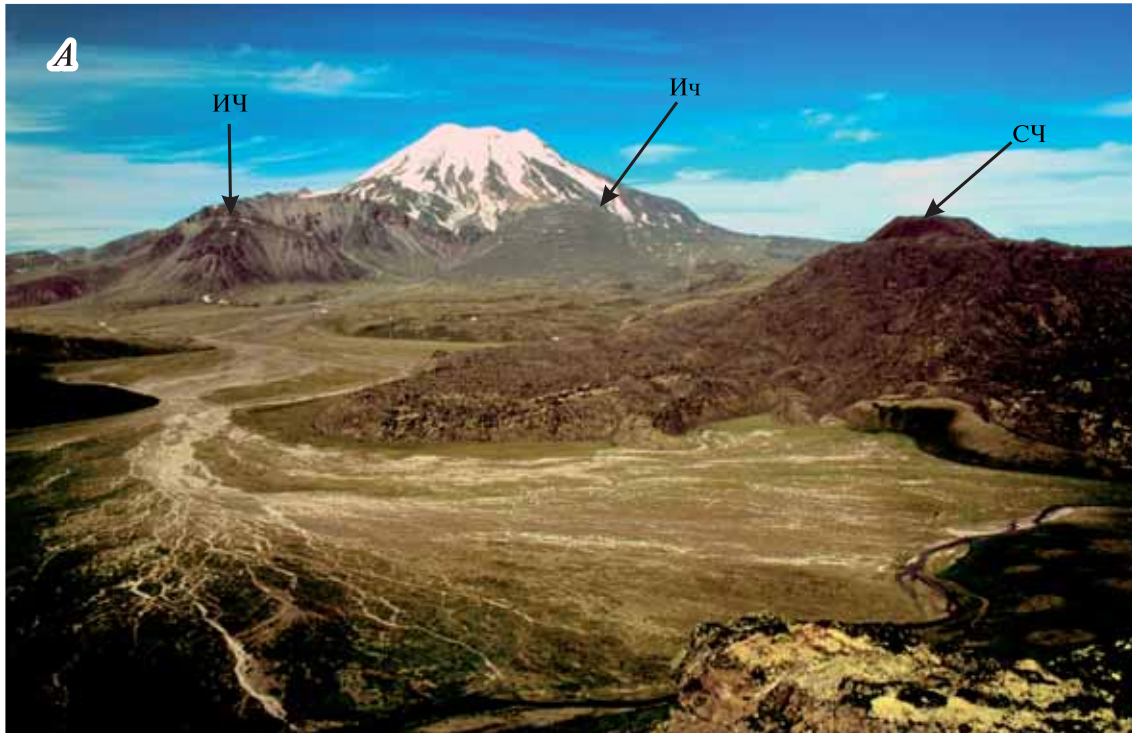
Вулкан Ичинский ( $55^{\circ}68'$  с.ш.,  $157^{\circ}73'$  в.д., высота 3607 м) — крупнейшая вершина Срединного хребта Камчатки — представляет собой сложно построенный вулканический массив типа Сомма-Везувий (рис. 3.10; см. рис. 3.5). Он расположен в западных отрогах южной части хребта и образует обособленный горный массив в 30 км к западу от Козыревского хребта в истоках рек Ича, Морошечная, Рассошина, Галдавить. До настоящего времени считался действующим [Действующие вулканы..., 1991] на основании, во-первых, свежего морфологического облика 12 лавовых потоков, излившихся по краю соммы, а, во-вторых, зафиксированной [Эрлих, 1958; Маренина, 1962; Яцковский, 1958] современной фумарольной активности. Комплексные геологические исследования вулкана проводились [Маренина, 1962; Патока и др., 1976; Волюнец и др., 1991], однако эти работы не ставили перед собой задачи восстановления новейшей эруптивной истории вулкана. Пирокластические отложения, связанные с голоценовой деятельностью вулкана, никем не выделялись.

Автором впервые была предпринята попытка обнаружить и датировать отложения, связанные с голоценовой деятельностью вулкана. На склонах и подножии вулкана изучено около 150 разрезов ППЧ, позволивших выявить «местные» вулканогенные отложения. Установлено не менее 14 единиц голоценовых извержений Ичинского вулкана, представленных лавами и пирокластикой [Певзнер, 2004б].

Большинство голоценовых извержений Ичинского вулкана относятся к слабым и умеренным, их отложения представлены в основном

тефрой, в меньшей степени пирокластическими волнами (*pyroclastic surge*) (причем, последние косвенно свидетельствуют о наличии пирокластических потоков в привершинной части постройки, недоступной для изучения за счет значительных высот и обилия снега и льда). В 5–10 км от эруптивного центра это преимущественно грубые вулканические пески иногда с примесью гравия и лапилли пемзы, а также несортированные отложения пирокластических волн. Их принадлежность к Ичинскому вулкану доказывается закономерным увеличением количества прослоев, их мощности и крупности материала по мере приближения к эруптивному центру. По составу пирокластика отвечает андезитам и дацитам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (табл. 3.4; см. табл. 3.2) [Бабанский, Певзнер, 2003; Volynets et al., 2010]. Важным отличительным признаком пирокластики Ичинского вулкана является наличие в ней биотита, что позволяет уверенно разделять «местные» и транзитные пеплы удаленных вулканов, в которых этот минерал, как правило, отсутствует [Braitseva et al., 1997]. Только в двух транзитных пеплах содержится биотит — это пеплы ХГ (вулкана Хангар) и ОП (Бараний Амфитеатр на вулкане Опала); однако они фиксируются в разрезах без существенного изменения мощности и гранулометрического состава, а по химическому составу отличаются более высокими отношениями  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ .

В голоцене на вулкане произошло только два крупных извержения. Последнее из зафиксированных извержений Ичинского вулкана имеет индекс Ич (см. рис. 3.10). Оно представлено крупным лавовым потоком на юг-юго-западном склоне соммы вулкана (исток потока  $55^{\circ}39'$  с.ш.,  $157^{\circ}42'$  в.д., высота 2342 м) (рис. 3.11, А). В ППЧ южного и восточного секторов непосредственно под или даже внутри дернины обнаружены мелкие обломки плотных пород («дробленка») и маломощный тонкозернистый песок коричневого цвета, которые предположительно коррелируют с излиянием потока. Крупноглыбовый лахар, перекрытый только дерниной, отмечен лишь вблизи фронта потока в верховьях р. Пещерной (см. рис. 3.11, Б). Маломощные же горизонты пролювия под дерниной встречены практически во всех секторах склонов. Обнаружены субсинхронные обвальные отложения, что свидетельствует о том, что извержение сопровождалось землетрясением. Лавовый поток глыбовый и крупноглыбовый. Изобилует обелисками до 2–3 м в диаметре.



**Рис. 3.10.** Ичинский вулкан

*А* — общий вид с юго-запада, на склонах и подножии — отложения крупнейших извержений (ИЧ и Ич), справа — шлаковый конус Северный Черпук (СЧ) и связанный с ним лавовый поток. На переднем плане — конус выноса р. Пещерной, фото А.С. Кириленко, Н.П. Смелова;

*Б* — обзорная карта Ичинского массива



Таблица 3.4. Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в голоценовых породах Ичинского вулкана

номер	извержение, <sup>14</sup> С лет	образец	материал	Оксиды														Сумма
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
mag-228	Ича вершина	Лава		64,14	0,71	15,74	3,17	2,51	0,10	2,32	4,80	3,89	2,46	0,16	100,00			
ICH-25	460 (Ич)	“	“	66,47	0,55	16,04	1,51	2,51	0,09	1,76	4,22	4,10	2,58	0,17	100,00			
114/2	460 (Ич)	Лава, середина		65,42	0,66	16,83	1,76	2,39	0,09	1,70	4,72	3,98	2,44	He отр.	100,00			
236/1	460 (Ич)	Лава, фронт		66,37	0,56	15,75	2,43	2,03	0,07	1,61	4,23	4,03	2,74	0,18	100,00			
155/2	1700–1800	Разнозернистый вулканический песок		58,38	1,12	18,74	3,59	4,17	0,16	5,15	3,18	3,52	1,99	He отр.	100,00			
155/1	2300–2400	То же		64,78	0,84	17,88	2,01	2,80	0,09	2,26	3,58	3,53	2,23	“	100,00			
156a/2	2500–2700	Гравий пемзы		65,51	0,77	16,53	2,98	1,96	0,11	2,64	2,65	4,14	2,71	“	100,00			
127/4	3000	Лапилли пемзы		52,22	0,95	21,72	3,56	6,31	0,24	6,20	5,14	3,16	0,49	“	100,00			
218/1	3000	То же		67,65	0,63	15,52	2,91	1,36	0,10	1,10	3,10	4,15	3,32	0,16	100,00			
116/3	4200	“	“	66,05	0,70	16,41	1,87	2,20	0,09	2,20	3,53	4,03	2,92	He отр.	100,00			
116/2	4200	“	“	66,08	0,67	16,03	1,98	2,14	0,09	2,75	3,35	3,94	2,97	“	100,00			
218/2	4200	Гравий пемзы		65,47	0,64	16,65	3,00	1,90	0,09	1,65	3,74	4,00	2,72	0,14	100,00			

Примечание. Состав пород в пересчете на безводный остаток. Образцы: ICH-25 из [Shurikova et al., 2001] выполнены РФ-методом в Геттингенском университете, Германия; mag-228 из монографии [Вулканы..., 1972]; прочие образцы выполнены методом РФА в химической лаборатории ИГЕМ РАН. Состав пород для извержения ИЧ (6500 <sup>14</sup>С л.н.) см. табл. 3.2; составы пород Ичинского вулканического центра для извержений плейстоценового возраста см. в [Volynets et al., 2010].

Глыбы потока часто шатаются, между ними видны глубокие трещины, до сих пор не заполненные мелкоземом. Хорошо выражены поперечные валы течения, фронтальный и бортовые — несколько хуже. Лавовый поток не задернован, ППЧ на его поверхности не сформирован. Длина потока чуть менее 5 км, ширина варьирует от 2 до 2,7 км. Площадь потока, с учетом разрушенных фрагментов, могла достигать 10,5–11 км<sup>2</sup>. При средней мощности лав около 200 м объем потока составляет 2,16 км<sup>3</sup>. Лавы представлены андезидацитами, поэтому массу изверженных пород можно принять за 5·10<sup>9</sup> т (4,97·10<sup>9</sup> т). Это — второе по силе (массе изверженных пород) извержение вулкана в голоцене.

Самое же сильное извержение Ичинского вулкана, которому присвоен индекс ИЧ, произошло сразу после завершения работы шлакового конуса Северный Черпук. По-видимому, центр этого извержения был расположен на юго-западном склоне соммы вулкана. Начало извержения связано с отложениями пепловоглыбового пирокластического потока типа *block-and-ash flow* (рис. 3.12). На осыпных стенках цвет отложений розовато-коричневый, в зачистке — однородный серый до светло-серого (см. рис. 3.12, А). Заполнитель составляет 50–60% толщи: это нестратифицированные, практически не сортированные, не спекшиеся, слабо сцементированные, хорошо держащие отвесную стенку однородные слабомучнистые грубые резургентные пески с примесью пылеватого светлого материала, мелкого гравия обломков плотных пород и редкими (< 5%) включениями ювенильного материала, представленного гравием и некрупными лапилли пемзы или пемзовидных пород.

Грубообломочный материал (40–50% толщи) представлен разнообразными (в основном 1–5, максимально до 30, единично до 40 см в диаметре) обломками плотных пород с оббитыми или слабооббитыми гранями. Преобладают (~90%) серые и светло-серые плотные не вспененные отдельности. Остальные 10% составляют плотные темно-серые и кирпично-красные обломки, а также светло-серые слабовспененные почти пемзовидные породы того же состава.



**Рис. 3.11.** Лавовый поток Ич — последнее из зафиксированных извержений Ичинского вулкана  
А — аэрофото;

Б — фронт потока, на переднем плане — терраса, сложенная молодым лахаром, слева русло р. Пещерной, фото автора



**Рис. 3.12.** Отложения *block-and-ash flow* извержения ИЧ на Ичинском вулкане. Фото автора

А — фрагмент отложений в зачистке.

Б — обнажение на юго-западном подножии вулкана

Встречены фрагменты газывыводящих трубок, свидетельствующие о значительной газовой составляющей в этом извержении. В верхней

части изученного обнажения (см. рис. 3.12, Б) размерность обломочного материала несколько уменьшается, а у заполнителя начинает прояв-

ляться розоватый оттенок. Однако процентное соотношение обломки / заполнитель остается практически прежним.

Отложения сопутствующих пирокластических волн распространены во всех секторах вулкана на расстоянии до 50 км (см. рис. 3.9, А). На расстоянии 20–30 км от центра извержения их отложения представлены тонкими — вплоть до алевропелита — неясно стратифицированными вулканическими песками светлых тонов (серый, голубой, розовый, палевый, желтый, белесый) с линзовидными включениями грубого песка «дробленки» плотных пород, тяготеющих к подошве, и единичным мелким гравием пемзы вблизи кровли. Возможно, пемзовый материал в кровле описанного горизонта принадлежит завершающей эксплозии (см. ниже). Мощность горизонта колеблется от 5–10 до 20–40 см в зависимости от условий отложения и сохранности материала. Ближе к источнику извержения содержание грубого материала резко увеличивается; на удалении, наоборот, горизонт превращается в пылеватый светлый пепел. Везде характерно наличие биотита.

Предположительно на стадии извержения пирокластического потока, на юго-западном склоне вулкана был образован кратер, впоследствии из него было излито несколько небольших андезидацитовых лавовых потоков (рис. 3.13), после чего произошел выброс дацитово-пирокластической, представленной крупными лапилли и бомбами (до 25 см в поперечнике) пемзы дацитового состава (см. рис. 3.13). На поверхности лавовых потоков полностью отсутствуют не только шлаки обоих Черпуков, но и отложения *block-and-ash flow*, однако встречены бомбы и лапилли завершающей эксплозии. Предположительно извержение закончилось ростом крупной экструзии (с объемом около 1,5 км<sup>3</sup>), «залечившей» образованный на начальной стадии извержения кратер. Отложения лапилли и бомб пемзы в нижних частях экструзии не обнаружены, однако детальных поисков не проводилось в связи с исключительной труднодоступностью объекта.

Строго говоря, невозможно ручаться и за то, что «бомбовый» горизонт не связан с вершинным извержением Ичинского вулкана, поскольку кратера так и не видно. Однако весьма крупный и тяжелый материал завершающей эксплозии фиксируется в разрезах только на юго-западном подножии вулкана. В любом случае отсутствие геологически выраженного перерыва между вышеперечисленными отложе-

ниями свидетельствует в пользу их хронологического единства. Суммарный объем извержения ИЧ оценивается в 3,5 км<sup>3</sup>, а масса продуктов — в (5,45–5,95)·10<sup>9</sup>т.

Отложения ИЧ во всех разрезах без видимого перерыва, иногда только с несогласием, залегают на отложениях СЧ, которые, в свою очередь, без перерыва ложатся на отложения ЮЧ (рис. 3.14). Таким образом, можно говорить о строенном субсинхронном последовательном извержении в пределах одного вулканического массива: сначала извергался Южный Черпук, затем Северный, затем Ичинский вулкан. Строенное субсинхронное извержение близрасположенных центров можно рассматривать как единый импульс вулканической активности. Суммарный объем извержения (ЮЧ + СЧ + ИЧ) составил около 8 км<sup>3</sup>, а масса продуктов (15–16)·10<sup>9</sup> т.

Рассмотрим результаты детальной реконструкции строенного извержения Южный Черпук → Северный Черпук → Ичинский вулкан. Изучение пирокластических толщ, связанных с деятельностью шлаковых конусов Южный и Северный Черпук, а также извержения Ичинского вулкана, позволило выделить несколько последовательных выбросов — пирокластических единиц, — которые имеют характерные структурные, литологические и петрохимические признаки, дающие возможность достаточно уверенно идентифицировать отдельные выбросы на значительном (до 30–50 км) удалении от эруптивных центров. Наличие тех или иных пирокластических единиц на поверхности различных порций сложно построенных лавовых полей этих же извержений позволило детально реконструировать крупнейшее голоценовое извержение Ичинского вулканического массива и составить хроностратиграфическую схему его эруптивных единиц (ЭЕ) (рис. 3.15).

Извержение шлакового конуса Южный Черпук (ЮЧ) началось с ЭЕ ЮЧ-1 (см. рис. 3.15 и табл. 3.2), представленной пачкой довольно однородных черных разнозернистых песков с небольшой примесью гравия и лапилли хрупкого черного, реже темно-коричневого шлака. Пески дробно стратифицированы и состоят как бы из множества мелких подгоризонтов сходного облика и гранулометрического состава, имеющих (каждый в отдельности) нормальную стратификацию. Такого рода отложения характеризуют довольно однообразную спокойную эруптивную активность при строительстве шлакового конуса.

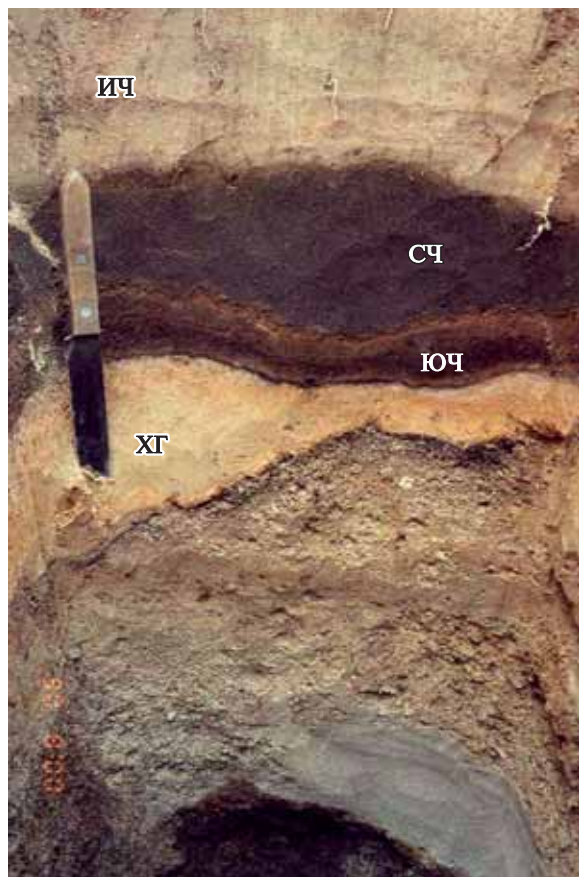


**Рис. 3.13.** Отложения, связанные с извержением ИЧ

*А* — кровля *block-and-ash flow* с ювенильной пемзой размерности крупных лапилли и бомб, фото автора;

*Б* — лавовые потоки извержения ИЧ (показаны белой стрелкой), фото Н.П. Смелова





**Рис. 3.14.** Фрагмент почвенно-пирокластического чехла на северном подножии Ичинского вулкана, р. Голдавить. *Фото автора*

Тефра трех крупнейших извержений (ЮЧ, СЧ, ИЧ) залегает во всех разрезах без видимого перерыва, иногда с небольшим несогласием. В основании разреза на лавах — позднеплейстоценовая пирокластика Ичинского вулкана

ЮЧ-2 и ЮЧ-3 сложены сыпучими грубо стратифицированными черными, реже темно-коричневыми хрупкими сильнопористыми с волокнистой структурой шлаками размерности гравия и лапилли (на расстоянии 9 км от кратера единично до 5 см в диаметре). ЮЧ-2 и ЮЧ-3 каждая в отдельности имеют четко выраженную обратную стратификацию, т.е. наиболее крупный материал тяготеет к кровле горизонтов. Такое строение ЭЕ свидетельствует о пульсационном нарастании эруптивной активности конуса. На удалении 8–10 км от кратера горизонт уже выглядит как гравий и лапилли шлака со значительной примесью грубого вулканического песка. Среди песчаных зерен часто встречаются отдельные довольно крупные (до 0,5 см) белые кристаллы плагиоклаза, единично зеленоватые (до 0,2 см) кристаллы оли-

вина. В наиболее грубой части этих ЭЕ в небольшом количестве присутствуют некрупные красноцветные зерна шлаковидных пород. Изредка встречаются мелкие обломки плотных темно-серых пород.

ЮЧ-4 сформирована лавовыми потоками (восточный и южный языки).

ЮЧ-5 представляет собой сложно построенную пачку тонко стратифицированных шлаковых разнозернистых песков, для которой, в общем, характерна нормальная стратификация, свидетельствующая о постепенном угасании эруптивной активности конуса. В связи с тем, что описываемая ЭЕ состоит из довольно большого количества единичных пирокластических выбросов, трудно дать ее детальную характеристику. Поэтому можно остановиться лишь на наиболее примечательных ее особенностях. Пески ЮЧ-5 в основном черные или темно-серые (цвета мокрого асфальта), обычно уплотнены и хорошо держат стенку; верхняя половина, а иногда и весь слой часто сцементированы, близ кровли часто оржавлены. При приближении к эруптивному центру существенно увеличивается количество цветных (главным образом красноцветных) зерен, а также обломков плотных пород, вплоть до того, что в ряде разрезов материал ЭЕ характеризуется как «дробленка» плотных пород с той или иной примесью шлакового песка. Обогащение этой ЭЕ дробленными обломками свидетельствует о том, что ей (ЮЧ-5) предшествовало излияние лавового потока (ЮЧ-4), частично или полностью перекрывшего жерло конуса.

Во всех разрезах на юго-восточной порции лавового поля Южного Черпука непосредственно на лавах залегает материал ЮЧ-5, но никогда не встречается материал более ранних ЭЕ (ЮЧ 1-3). Таким образом, лавовая единица (ЮЧ-4) хронологически была образована между ЮЧ-3 и ЮЧ-5. В почвенно-пирокластических чехлах, перекрывающих лавы северо-западной порции (ЮЧ-7) лавового поля, какой бы то ни было пирокластический материал, связанный с деятельностью конуса Южного Черпука, отсутствует. В связи с этим можно предполагать, что лавовая порция ЮЧ-7 была образована на завершающей стадии извержения, уже после того, как шлаковый конус был окончательно сформирован и прекратились последние баллистические выбросы (ЮЧ-6).

Построение шлакового конуса Северного Черпука началось с ЭЕ СЧ-1, которая на расстоянии 2–3 км от кратера имеет мощность от 1,5 до 3 м.

Глава 3. Вулканические центры Срединного хребта, проявившие активность в голоцене, и продукты их извержений

ЭЕ		Материал	Кремнекислотность, мас. %										Номер образца
			50	55	60	65	SiO <sub>2</sub> , мас. %						
ИЧ	4												—
	3						*	*	*	*	*	*	116/2 128a/2 116/3 122/1
	2						*	*	*	*	*	120/1 116/1 ICH-24	
	1				*	*	*	*	*	*	*	97034/2 97034/3 97033/3	
СЧ	9					*	*	*	*	*	*	6449/2т 6449/17 6449/16	
	8				*	*	*	*	*	*	*	229а мкам-41-97 АВ-229б-2а	
	7					*	*	*	*	*	*	0107/5 0107/6 пз	
	6				*	*	*	*	*	*	*	АВ-19-1/1 АВ-19-3 6434 АВ-19-5 ICH-33	
	5				*	*	*	*	*	*	*	6452	
	4				*	*	*	*	*	*	*	0107/7	
	3											—	
	2				*	*	*	*	*	*	*	132/6 132/1 132/7 АВ-220-1	
	1				*	*	*	*	*	*	*	0107/4 107/1	
ЮЧ	7				*	*	*	*	*	*	*	АВ-201124	
	6				*	*	*	*	*	*	*	201125/1	
	5				*	*	*	*	*	*	*	0107/2 97033/2 0107/3 111a/5	
	4				*	*	*	*	*	*	*	ICH-96-02 Огородов мкам-35-97	
	3				*	*	*	*	*	*	*	113 бис/1 0107/1	
	2				*	*	*	*	*	*	*	0111/1 113 бис/2	
	1				*	*	*	*	*	*	*	98057в/1	



Слой представлен сыпучими хрупкими лапилли шлака преимущественно черного цвета. Средний размер лапилли 1–4 см, максимально до 10 см. Заполнителем служат грубые пески и мелкий гравий шлака. Гранулометрический состав слоя довольно однороден, особенно у подножия конуса, однако на небольшом удалении от него (около 5 км) начинает проявляться слабо выраженная стратификация: максимальная крупность материала тяготеет к нижним  $\frac{2}{3}$  слоя, причем только нижняя  $\frac{1}{3}$  имеет небольшую примесь обломков плотных пород и слабо вспененных шлаковых разностей; по самой подошве слоя идет маломощный прослой существенно менее крупного материала, чем основная часть ЭЕ. На основании подобной стратификации можно судить о том, что извержение конуса СЧ началось с довольно мощного взрыва и массового выброса пироклаستيку.

СЧ-3 имеет небольшую мощность — всего 5–10 см у подножия конуса и прослеживается в разрезах всего на 10–15 км от кратера. Однако отложения этой ЭЕ ложатся на шлаки СЧ-1 со слабо выраженным несогласием, что свидетельствует о некотором перерыве эруптивной активности конуса. Это имеет существенное стратиграфическое значение, о чем будет сказано чуть позже. Материал СЧ-3 представлен липкой алевропелитовой «замаской» светлого зеленовато-серого цвета с примесью разнозернистого шлакового песка и мелкого гравия шлака и обломков плотных пород. По мере удаления от центра извержения этот горизонт довольно быстро теряет грубую составляющую, превращаясь в 1–2-сантиметровую ниточку тонкой «замаски», при этом на фоне существенно черного грубого шлакового материала он прекрасно читается в разрезах за счет светлого (с зеленоватым оттенком) цвета и тонкого гранулометрического состава.

Следующая крупная ЭЕ СЧ-4 встречена лишь в небольшом количестве разрезов и, строго говоря, представляет собой обвал с частичным разрушением западной стенки шлакового конуса, вызванный, по-видимому, локальным землетрясением, связанным с подходом к эруптивному каналу следующей порции магмы. Этот гори-

зонт рассматривается в общем ряду пирокластических единиц за счет своего существенного стратиграфического значения. У подножия конуса горизонт (до 2 м мощностью) представлен крупными глыбами и черными шлаковидными вулканическими бомбами диаметром до 35 см. Отмечается довольно значительная примесь красноватых шлаковидных обломков, характерных для прижерловой части самого конуса. Крупный материал пересыпан разноразмерным (грубый песок, гравий) заполнителем. Материал ЭЕ не переносился по воздуху и, соответственно, не отлагался на сколько-нибудь значительном удалении от конуса. Напротив, вниз по долине р. Пещерной этот горизонт фациально замещается отложениями лахара, для которого по-прежнему характерно наличие крупных глыб, шлаковидных бомб и красноцветных обломков.

Последний крупный выброс пироклаستيку СЧ-7 представлен главным образом «дробленкой» серых и темно-серых плотных пород с острыми гранями размерности гравия у подножия конуса максимально до 3–4 см в диаметре. К «дробленке» примешивается мелкий гравий шлака: буровато-коричневого, черного (обр. 0107/5), темно-серого; изредка красноватые шлаковидные обломки до 0,6 см; крайне редко встречается гравий плотной среднепористой пемзы (обр. 0107/6пз) серого цвета (максимально до 1,5 см в диаметре). Существенное преобладание в этой ЭЕ дробленого материала плотных пород объясняется тем, что к началу ее извержения жерло конуса было закупорено излившимся до этого лавовым потоком СЧ-5 и СЧ-6.

Завершающая стадия работы конуса Северный Черпук имела эффузивно-эксплозивный характер. Продолжал строиться не только сам конус (в основном в виде баллистических выбросов СЧ-9), но также образовывались маленькие вязкие лавовые потоки (СЧ-8), которые уже никуда не текли и скорее являются структурными элементами самой постройки конуса. Строго говоря, СЧ-8 и СЧ-9 занимают единую хроностратиграфическую позицию, а их последовательность в табл. 3.2 обусловлена тем, что на поверхности одного из опробованных нами ма-

←

**Рис. 3.15.** Схематический разрез и кремнекислотность лавово-пирокластических единиц строенного извержения Южный Черпук → Северный Черпук → Ичинский вулкан 6500 <sup>14</sup>С л.н.

1 — преимущественно тонкий вулканический пепел; 2 — преимущественно грубый вулканический песок; 3 — гравий шлака; 4 — лапилли шлака или пемзы; 5 — пемзовые бомбы; 6 — отложения *block-and-ash flow*; 7 — плотные обломки в тефре («дробленка»); 8 — лавовые и шлако-лавовые бомбы; 9 — лава



леньких лавовых потоков конуса (обр. 229а) обнаружены вулканические бомбы.

Хроностратиграфическое положение лавовых единиц СЧ-2, -5, -6 и -8 определялось по перекрывающим их пирокластическим единицам. Прифронтальные части лавового потока (СЧ-5) не перекрыты ни одной ЭЕ, хотя и образовались до извержения СЧ-7, это объясняется тем, что материал СЧ-7 не распространился на такое расстояние от конуса. Материал СЧ-1 встречен в разрезах на древних поверхностях вблизи фронта лавового потока Северного Черпука; его отсутствие на лаве в этом же районе подтверждает, что эта порция лавового поля образовалась позднее, чем отлагались шлаки СЧ-1. В ППЧ, перекрывающем лаву прифронтальной части, нижний горизонт, «намазанный» на лаву, представлен отложениями ИЧ-1, относящимся к извержению Ичинского вулкана (см. ниже).

Лава СЧ-5 на расстоянии 8 км от конуса перекрыта материалом СЧ-7.

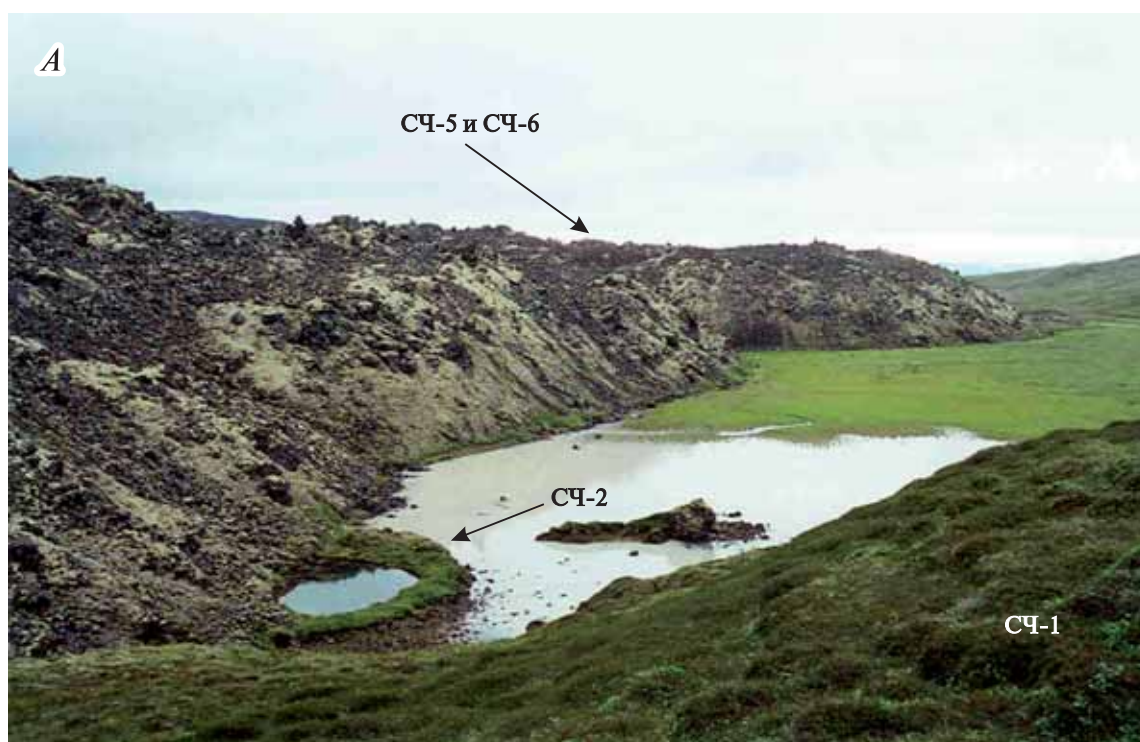
Наибольший интерес вызвало датирование самой ранней порции лав Северного Черпука (СЧ-2). Под правым бортовым валом главного лавового поля были обнаружены лавовые фрагменты (рис. 3.16), происхождение которых было непонятно. Они не выглядели как порции главного лавового поля и поначалу представлялись как фрагмент самостоятельного более древнего лавового образования, истоки которого погребены более молодыми излияниями. Этому лавовому образованию, учитывая его округлую форму, было присвоено название Бублик. Детальные тефрохронологические работы на поверхности этих лав позволили обнаружить на них материал ЭЕ СЧ-3, -4 и -7, а также более молодые отложения. Поскольку материал СЧ-4 в этом месте представлен уже лахаром (см. выше), нельзя было исключить возможность того, что мощный грязевой поток уничтожил более древнюю часть ППЧ. В поисках возможного источника извержения Бублика или хотя бы обнаружения сходных лавовых фрагментов было проведено петрологическое опробование близрасположенных лавовых выходов.

Нам не удалось найти ни одного сколько-нибудь подходящего «кандидата». Сходный, практически идентичный химический состав исследуемых лавовых фрагментов и СЧ-1 позволяет предположить, что они были образованы одним вулканическим центром. В ППЧ, перекрывающем лавовые фрагменты Бублика, идентифицированы ЭЕ СЧ-3, -4 и -7, а в то же время ЭЕ СЧ-1 отсутствует, что дает основание

отнести его образование к первой лавовой порции извержения Северного Черпука и присвоить им индекс СЧ-2. В этом случае становится объяснимой и несогласная граница между СЧ-1 и СЧ-3, многократно встреченная в ППЧ района (см. выше), когда взрывная деятельность конуса сменилась эффузивной.

После завершения работы конуса Северный Черпук вулканическая деятельность в этом районе проявилась на юго-западном подножии Ичинского вулкана. Извержение ИЧ началось с образования пирокластического потока типа *block-and-ash flow* и сопутствующих ему волн пирокластического облака (ИЧ-1), отложения которых детально описаны выше. Как указывалось, в результате извержения ИЧ-1, вероятно, на юго-западном склоне вулкана был образован кратер, впоследствии из него было излито несколько небольших андезидацитовых лавовых потоков (ИЧ-2), после чего произошел выброс дацитовых пирокластиков (ИЧ-3), представленной крупными лапилли и бомбами пемзы дацитового состава. На поверхности потоков полностью отсутствуют отложения ИЧ-1, но встречены бомбы и лапилли ИЧ-3. Предположительно, извержение завершилось ростом крупной экструзии (ИЧ-4), «залечившей» образованный на начальной стадии извержения кратер. Отложения ИЧ-3 в нижних частях экструзии не обнаружены. Ни на подножии экструзии (ИЧ-4), ни на поверхности лавовых потоков (ИЧ-2) не обнаружено никаких следов пирокластиков ни Южного, ни Северного Черпука, причем, последний расположен всего в 4 км от лавовых потоков, а ожидаемая мощность шлаков на таком удалении от конуса не может быть менее 1–1,5 м. На основании вышеизложенного ЭЕ ИЧ-1–4 объединены в одно извержение.

В результате детального петрохимического изучения отдельных ЭЕ всех трех извержений было выявлено направленное гомодромное изменение химического состава последовательно извергавшихся порций (см. рис. 3.15). Анализировался каменный материал лавовых потоков и крупная пирокластика (лапилли и бомбы). Исключения: образцы 98057в/1 (мелко- и среднезернистый вулканический песок с редкими включениями гравия шлака до 0,7 см в диаметре), 97033/2 (крупно- и грубозернистый шлаковый песок), 111а/5 (средне- и крупнозернистые пески «дробленки» с небольшой примесью шлаков песчаной размерности), 97033/3, 97034/2 и 97034/3 (тонкие вулканические пески пирокластической волны).



**Рис. 3.16.** Отложения извержения Северный Черпук в 2,2 км к юго-западу от шлакового конуса. *Фото автора*

*А* — главное лавовое поле (СЧ-5 и СЧ-6), наиболее ранняя порция лав (СЧ-2), лахар (СЧ-1);  
*Б* — Бублик (СЧ-2) крупным планом

### 3.5. Кратер Кекук и лавовые потоки Гольцовых озер в Кекукнайском вулканическом массиве

Массив горы Большой — вулкана Кекукнайского расположен в западных предгорьях Срединного хребта в ~100 км к северо-западу от вулкана Ичинского. В крупной троговой долине, секущей постройку вулкана, расположено несколько лавовых потоков и шлаковых конусов хорошей сохранности, подпрудивших озера Большое и Малое Гольцовые (рис. 3.17). Согласно тефрохронологическим данным (отсутствие шлаков в полном голоценовом ППЧ) и с учетом наличия следов ледниковой обработки можно утверждать, что лавовые потоки вблизи Большого Гольцового озера (рис. 3.18, А) были образованы в позднем ледниковье. Лавовый поток, подпрудивший оз. Малое Гольцовое (см. рис. 3.18, Б), не имеет следов ледниковой обработки, но при этом перекрывается полным голоценовым чехлом. В полных же ППЧ, расположенных к югу и юго-востоку от шлаковых конусов и

опробованных на поверхности морен и плейстоценовых лавовых потоков, пирокластики, связанной с деятельностью этих весьма крупных конусов, автором не обнаружено.

В связи с этим и несмотря на отсутствие следов ледниковой обработки лавовый поток Малого Гольцового озера следует считать доголоценовым.

В пределах массива удалось установить только одно извержение голоценового возраста. Это взрывной кратер Кекук (56°34' с.ш., 158°03' в.д.), который находится у северо-восточного подножия массива в истоках руч. Кавья (левый приток р. Тихой). Фундаментом постройки являются плиоцен-плейстоценовые лавовые потоки Кекукнайского вулкана. Кекук представляет собой взрывной кратер (диаметр ~1 км) на склоне экстрезии (728 м, на картах она называется гора Яма), образованной незадолго до взрыва (рис. 3.19, А). Стенки кратера сложены ювенильным пемзовым материалом с примесью дробленых отложений разрушенной экстрезии. Рассчитанный объем первичного купола (диаметр 1,5 км; высота 100 м) — 0,06–0,08 км<sup>3</sup>. Объем изверженной пирокластики условно оценивается в 0,02 км<sup>3</sup>.

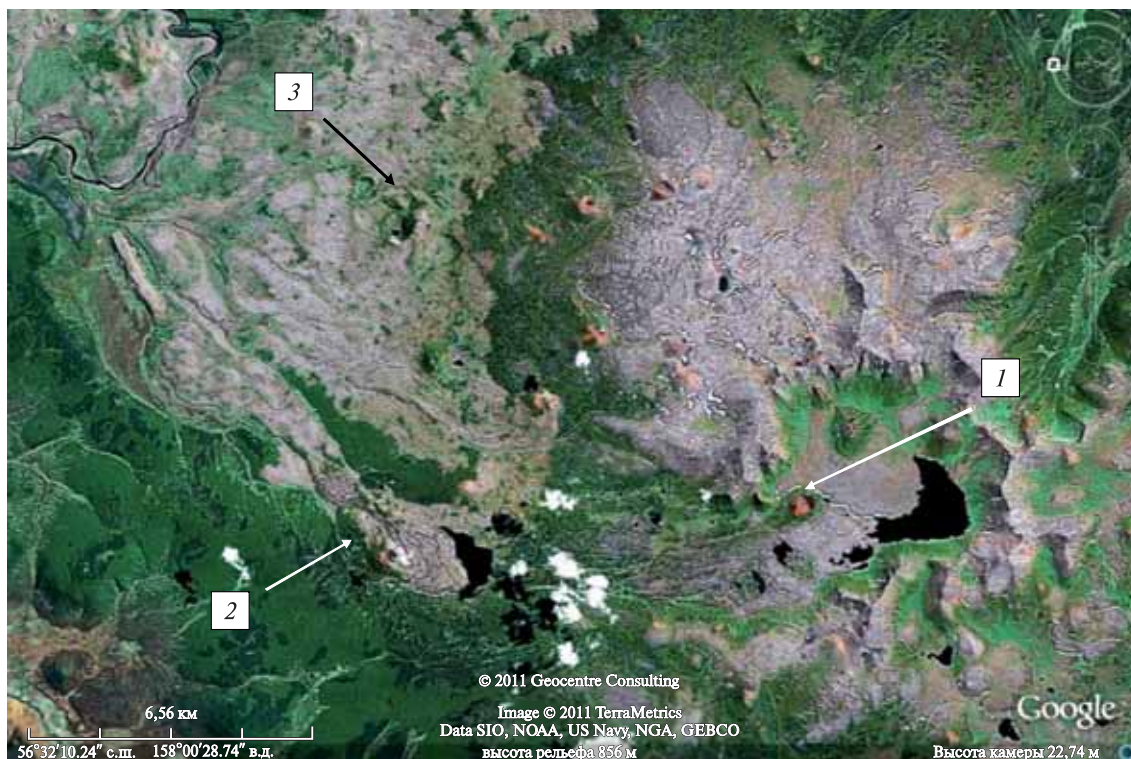


Рис. 3.17. Обзорная карта Кекукнайского вулканического массива

1 — шлаковый конус и лавовый поток на оз. Большом Гольцовом; 2 — шлаковые конуса и лавовый поток, подпрудивший оз. Малое Гольцовое; 3 — кратер Кекук



**Рис. 3.18.** Шлаковые конусы и лавовые потоки Гольцовых озер в Кекукнайском вулканическом массиве  
А — шлаковый конус на оз. Большом Гольцовом (вид с северо-запада), на переднем плане его лавовый поток, сильно обработанный ледником, *фото А.С. Кириленко*;  
Б — шлаковые конусы и лавовый поток, подпрудивший оз. Малое Гольцовое, вид с юга, *фото автора*



**Рис. 3.19.** Взрывной Кратер Кекук

*А — вид с востока, фото с вертолета А.С. Кириленко;*

*Б — почвенно-пирокластический чехол в 10 км к юг-юго-западу от кратера, индексами показаны тефры извержений: ХГ — Хангар 6900 <sup>14</sup>С л.н., КК — кратер Кекук, КО — кальдера Курильского озера 7600 <sup>14</sup>С л.н., фото автора*

**Таблица 3.5.** Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в породах голоценовых извержений: лавовые потоки Киреунский и р. Левой Белой, кратер Кекук, маар Светлый Ключ и Седанкинский поток

номер	образец материал	Оксиды											Σ
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
<b>Киреунский поток</b>													
256/1	Лавовая бомба	58,06	0,74	18,26	3,03	3,97	0,17	5,97	4,14	3,61	1,75	0,30	100,00
258/2	Лавовая «дробленка» (тефра)	58,09	0,75	18,28	3,22	3,65	0,17	6,01	4,14	3,65	1,73	0,31	100,00
258/3	Лапилли шлака вблизи конуса	58,75	0,72	18,02	2,46	4,41	0,16	5,58	4,16	3,56	1,87	0,31	100,00
259/1	Лава из бокки	58,54	0,69	17,68	3,46	2,92	0,14	3,62	7,09	3,65	1,90	0,31	100,00
260/1	Лава, исток	57,23	0,75	17,94	1,42	5,12	0,15	4,38	7,46	3,58	1,68	0,29	100,00
267/1	Лава, середина потока	59,01	0,68	17,97	2,06	4,04	0,14	3,91	6,24	3,67	1,99	0,29	100,00
<b>Поток р. Левой Белой</b>													
246/1	Лапилли шлака с конуса	56,76	0,74	18,26	3,50	3,35	0,15	4,51	7,12	3,63	1,64	0,34	100,00
276/2	Лава из бокки	56,80	0,75	18,25	2,28	4,49	0,15	4,00	7,58	3,67	1,70	0,33	100,00
279/1	Лава, середина потока	57,80	0,75	18,23	2,25	4,05	0,15	3,65	7,15	3,74	1,90	0,33	100,00
280/1	Лапилли шлака (верх слоя)	57,31	0,85	17,50	2,76	4,50	0,14	3,68	7,59	3,70	1,62	0,35	100,00
280/2	Лапилли шлака (низ слоя)	57,38	0,85	17,39	2,76	4,50	0,14	3,92	7,37	3,72	1,62	0,35	100,00
<b>Кратер Кекук</b>													
417/1	Тефра: грубый песок (верх слоя)	67,73	0,33	17,75	2,96	1,18	0,13	1,01	2,11	3,68	3,12	Не опр.	100,00
417/2	Тефра: тонкий пепел (низ слоя)	67,92	0,39	18,63	3,56	0,72	0,13	1,00	1,61	3,11	2,93	Не опр.	100,00
<b>Маар Светлый Ключ</b>													
287/1	Тонкий пепел	64,08	0,68	16,04	4,37	1,87	0,09	2,41	3,49	3,88	2,50	0,59	100,00
<b>Седанкинский поток</b>													
442/5	Лава, фронт	56,56	1,07	18,84	7,86	н/а	0,132	2,23	7,86	4,02	1,11	0,320	100,00

*Примечание.* Состав пород в пересчете на безводный остаток. Обр. 287/1 выполнен в химической лаборатории ГИН РАН методом «мокрой химии»; остальные образцы выполнены методом РФА в химической лаборатории ИГЕМ РАН. Составы пород массивов Алней-Чашаконджа и Кекукнайского для извержений плейстоценового возраста, а также Седанкинского Дола (в том числе голоценового возраста) см. в [Yulupets et al., 2010].

Таким образом, суммарный объем извержения около  $0,08-0,1 \text{ км}^3$ , а масса продуктов  $(0,16-0,21) \times 10^9 \text{ т}$ . Ареал распространения тефры извержения (индекс КК) не установлен, но в южном направлении она заметно выклинивается в разрезах; в пределах массива выглядит как светло-палевый вулканический пепел от тонко- до мелкозернистого песка с неясной примесью грубых зерен, в том числе мельчайших острогранных обломков плотных пород светлого цвета, содержит биотит (см. рис. 3.19, Б). По химическому составу отвечает высокощелочным дацитам (табл. 3.5).

### 3.6. Маар Светлый Ключ

Маар Светлый Ключ ( $55^{\circ}37' \text{ с.ш.}; 159^{\circ}07' \text{ в.д.}$ ; высота 262 м) расположен в истоках одноименного ручья (левый приток р. Караковой) у подножия восточного фронта Срединного хребта (Козыревский хребет) (рис. 3.20, А; см. рис. 3.1). Для района Козыревского хребта это извержение — единственное свидетельство голоценовой активности. Маар расположен в поле моногенного многовыходного вулканизма предположительно плейстоценового возраста, наложенного на мощную толщу миоценовых вулканитов. В плане постройка маара имеет округлую форму с диаметрами основания  $1,3 \times 1,6 \text{ км}$ , диаметр кратера около 1 км, высота насыпного вала до 60 м (см. 3.20, Б). Суммарный объем изверженного материала  $\sim 0,04-0,05 \text{ км}^3$ , масса продуктов  $(0,048-0,065) \cdot 10^9 \text{ т}$ .

Тефра извержения (рис. 3.21, А) представлена преимущественно «дробленкой» плотных пород светло-серого цвета с примесью пелитового материала сизо-серого цвета (фреатика?) и отвечает минимум двум последовательным субсинхронным взрывам (индекс СК). Оба пирокластических горизонта имеют обратную стратификацию, что свидетельствует о последовательном нарастании мощности эксплозий. Тефра распространялась преимущественно в северном и северо-западном направлениях. На удалении может выглядеть как тонкий белый пепел или светло-сизый пепел с мелкими обломками плотных пород — в последнем случае обратная стратификация сохраняется (см. рис. 3.21, Б). В тонкой фракции пепла содержится биотит. По химическому составу отвечает высокощелочным андезидацитам (см. табл. 3.5). Поскольку маар расположен на очень небольшой абсолютной высоте (около 200 м), то он полностью зарос до-

вольно густым лиственничным лесом (см. рис. 3.20, Б).

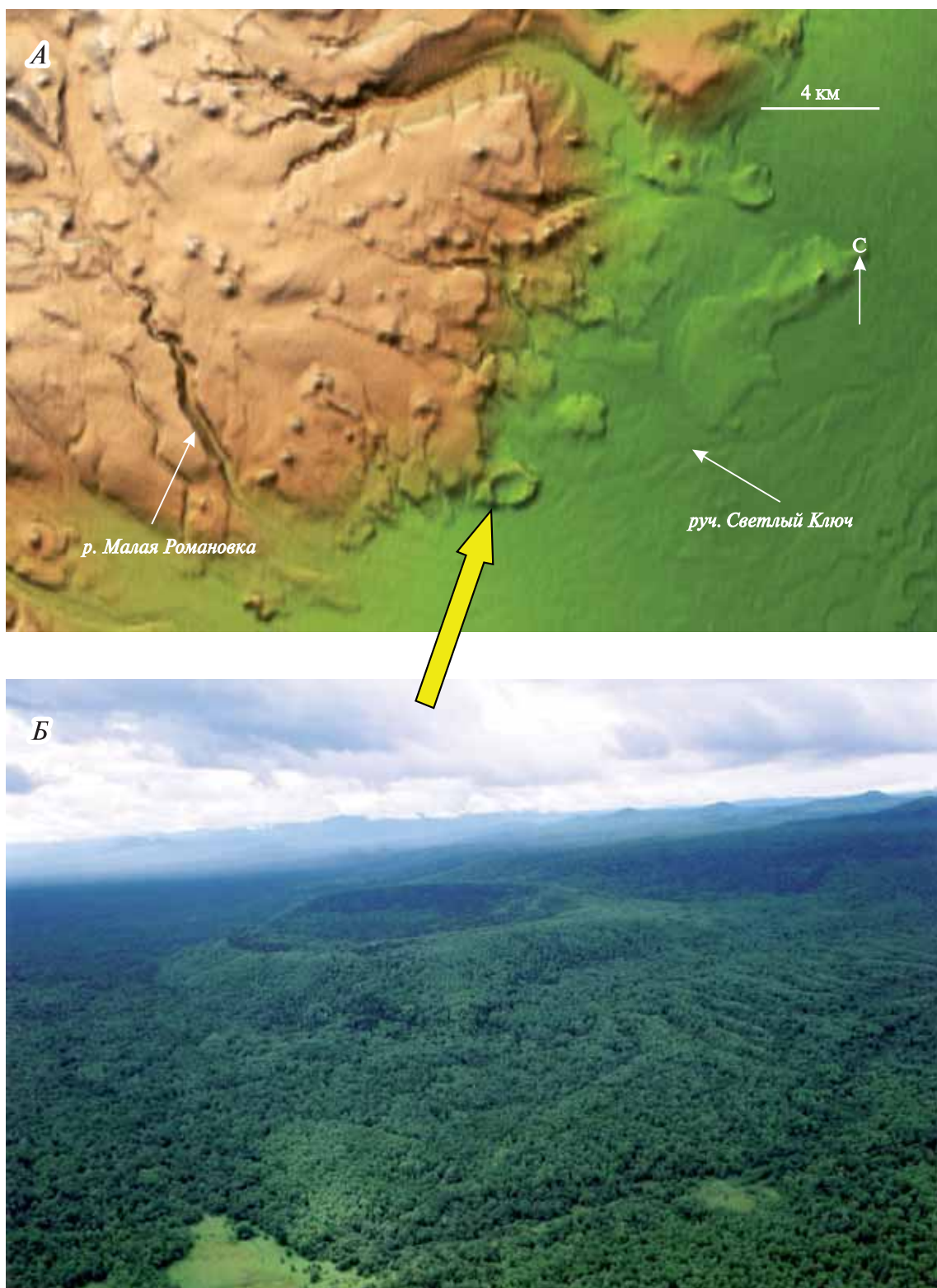
### 3.7. Взрывной кратер в массиве Алней

Вулканический массив Алней-Чашаконджа расположен в центральной части Срединного хребта, в 100 км к западу от вулкана Шивелуч. Вулкан Алней ( $56^{\circ}41' \text{ с.ш.}; 159^{\circ}38' \text{ в.д.}$ ; высота 2598,0 м) — главная вершина массива — расположен на водоразделе рек Киревны, Белой и Калгауч. На склонах и подножии массива фиксируется горизонт пирокластики (индекс АЛ), предположительно связанной с работой взрывного кратера в привершинной части массива (рис. 3.22, А, Б). Отложения этого взрыва представлены несортированным вулканическим песком с большим количеством резургентных пород; материал содержит биотит, который является минералом-индикатором для кислых пород Срединного хребта. Кроме того, принадлежность обсуждаемой пирокластики к данному массиву доказывается закономерным увеличением мощности и зернистости отложений по мере приближения к вулкану Алней. Предположительно сам кратер может находиться в 6 км к северу от вершины горы Алней — в этом месте расположена гора Воронка, представленная конусом с хорошо выраженным кратером. Объект оказался недоступным в силу его расположения в гляциально-нивальном поясе на высоте 1700 м. Посчитать объем и массу продуктов извержения АЛ не представляется возможным.

Голоценовая активность в пределах массива представлена также моногенными вулканическими центрами на реках Киревна и Левая Белая.

### 3.8. Киреунский лавовый поток

Конус Киреунский ( $56^{\circ}41' \text{ с.ш.}; 159^{\circ}44' \text{ в.д.}$ ; высота 1400 м) расположен на водоразделе рек Киревны и Правой Киревны, в 5,5 км к востоку от вершины горы Алней (см. рис. 3.22, А). Фундаментом конуса служит один из крупных плейстоценовых лавовых потоков горы Алней. Абсолютная отметка вершины конуса около 1400 м, подошвы — 1300 м.

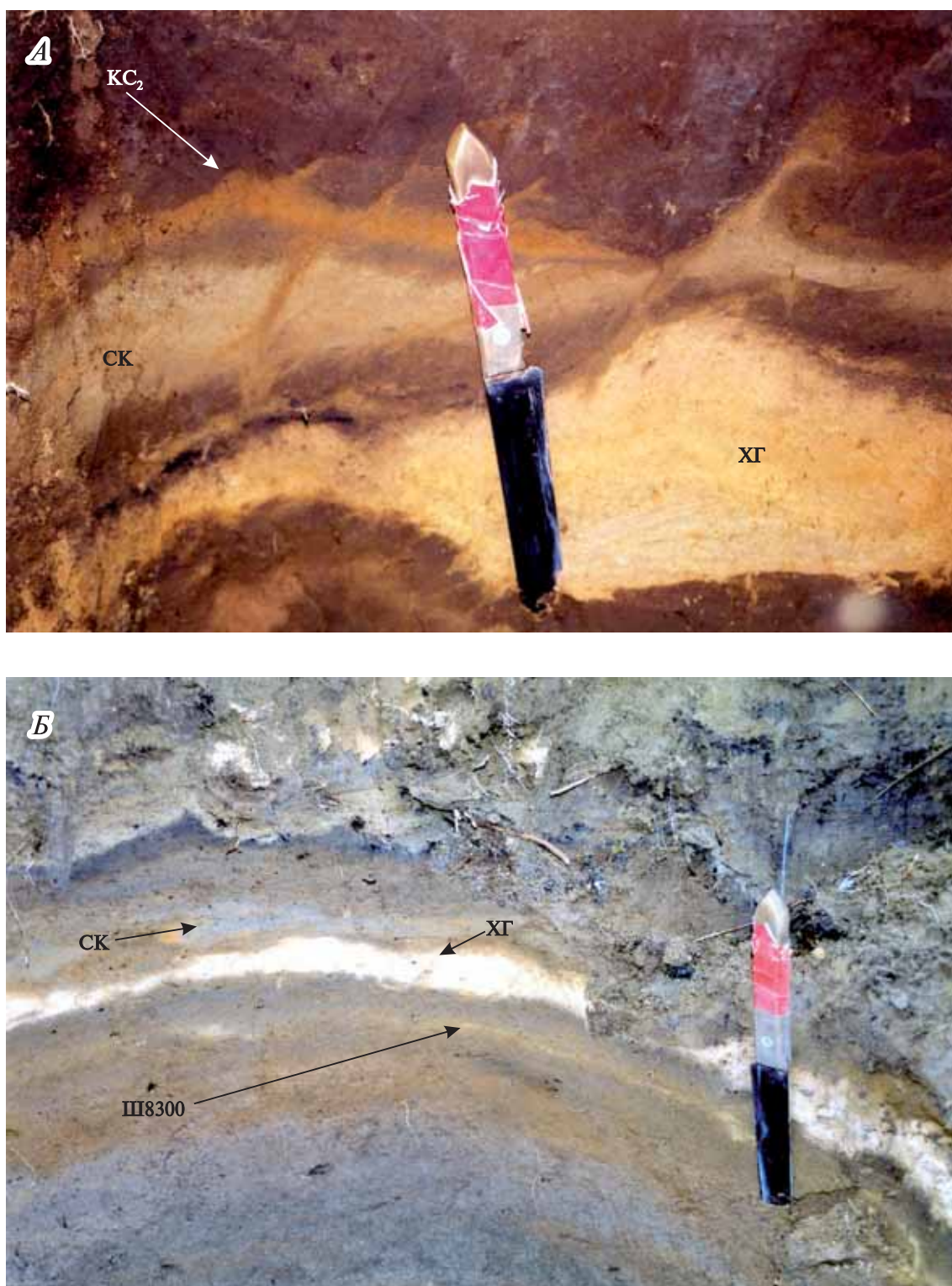


**Рис. 3.20.** Маар Светлый Ключ в Козыревском хребте

*А* — обзорная карта восточных предгорий Козыревского хребта в истоках руч. Светлый Ключ, местоположение маара показано желтой стрелкой;

*Б* — общий вид маара с вертолета, вид с северо-востока, фото автора

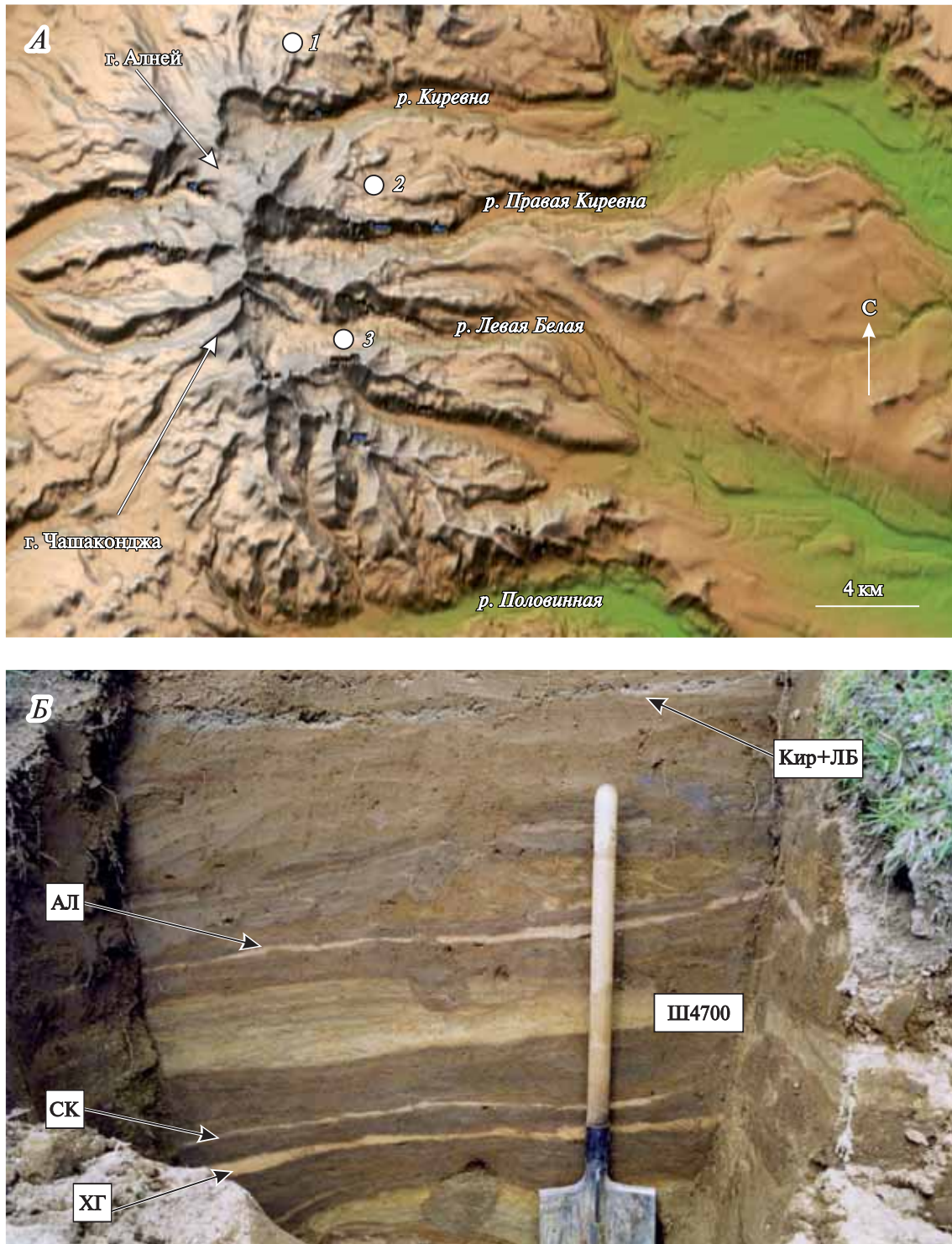




**Рис. 3.21.** Тефра маара Светлый Ключ (СК). *Фото автора*

*А* — почвенно-пирокластический чехол в 20 км к СЗ от маара: тефра СК залегает между маркирующими пеплами вулканов Хангар (ХГ) и Ксудач (КС<sub>2</sub>);

*Б* — почвенно-пирокластический чехол на поверхности раннеголоценового обвала горы Иракан в 40 км к СЗ от маара: тефра СК залегает выше маркирующих пеплов вулканов Хангар (ХГ) и Шивелуч (Ш8300)



**Рис. 3.22.** Вулканический массив Алней-Чашаконджа

*А* — обзорная карта массива, цифрами показано местоположение вулканических центров, проявивших активность в голоцене: 1 — предположительное расположение взрывного кратера на Алнее; 2 — конус Киреунского потока; 3 — конус потока реки Лево́й Белой;

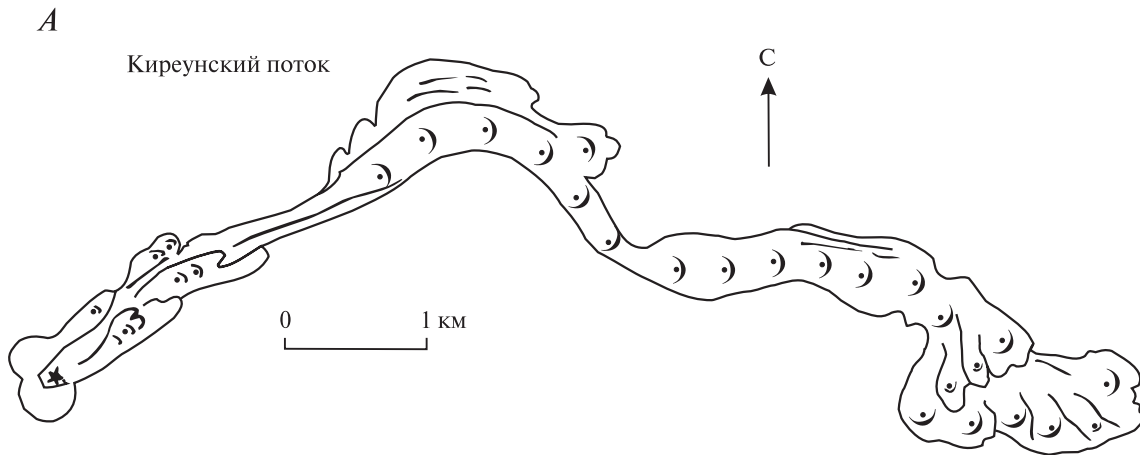
*Б* — фрагмент почвенно-пирокластического чехла на западном склоне массива Алней-Чашаконджа: тephры конусов образуют единый слой темно-серых разнoзернистых песков (Кир + ЛБ), тephра АЛ представлена несортированным преимущественно тонким пеллом с примесью «дробленки» плотных пород, содержит биотит, ниже — маркирующие пеллы вулканов Шивелуч (Ш4700), Хангар (ХГ) и маара Светлый Ключ (СК), *фото автора*



**Рис. 3.23.** Киреунский поток. *Фото автора*

*А* — шлаковый конус, на переднем плане — лавовые бомбы, вид с запада;

*Б* — лавовый поток (верхняя половина), вложенный в долину безымянного ручья, вид с северо-востока



**Рис. 3.24.** Киреунский поток

*А* — геолого-геоморфологическая схема;

*Б* — фронт потока, спустившегося в долину р. Правой Киревны, вид с востока, фото с вертолета А.С. Кириленко

Таким образом, высота конуса около 100 м. Он имеет практически правильную форму, диаметр основания около 400 м. На вершине хорошо выражен неглубокий округлый кратер. Конус сложен преимущественно «дробленкой» плотных или слабовспененных темно-серых до черных андезибазальтов, а также — в подчиненном количестве — темно-коричневыми пористыми и слабопористыми шлаками аналогично-

го состава. На расстоянии до 800 м от кратера встречаются крупные лавовые бомбы неправильной формы в основном до 0,5, единично до 1,5 м по длинной оси (рис. 3.23, *А*).

Тефра Киреунского конуса (индекс Кир) прослежена нами в разрезах на расстоянии до 11 км от центра извержения, где она представлена 2-сантиметровым горизонтом серовато-темно-коричневого мелко- и среднезернистого вул-

канического песка с обломками плотных темных пород до 0,2 см в диаметре (см. рис. 3.22, Б). Отложения главного выброса пирокластики фиксируются в разрезах к северо-востоку от конуса, где они представлены грубыми вулканическими песками и мелким гравием «дробленки» плотных темно-серых пород, а также гравием и лапилли темно-коричневых шлаков до 1–3 см в диаметре.

На северо-восточном склоне конуса на высоте около 1340 м расположен лавовый купол (бокка), служивший главным центром излияния Киреунского лавового потока. Протяженность потока около 9 км, максимальная ширина до 1 км в прифронтальной части. В самом узком месте ширина 120 м, средняя ширина потока около 400 м. Лавовый поток вложен в довольно узкое и глубокое русло ручья, не позволявшее лаве растекаться вширь (см. рис. 3.23, Б). Мощность лав вблизи истока составляет около 100 м, в средней части от 20 до 60 м, в нижней — 60–80 м. Фронт потока спустился в долину р. Правой Киревны до высотной отметки 580 м (рис. 3.24, Б). Поверхность лавового потока глыбовая и крупноглыбовая с относительными превышениями от первых метров до первых десятков метров, с прекрасно выраженными относительно прямолинейными бортовыми и серповидными поперечными валами. Тело Киреунского потока сложено несколькими порциями лав, особенно хорошо выраженными вблизи истока и в среднем течении, поэтому местами борта потока имеют в плане фестончатые очертания (см. рис. 3.24, А). Глыбы потока плотно уложены. От истока до абсолютных отметок около 900 м поверхность лавы практически не задернована: встречаются редкие куртины мхов и лишайников. Средняя часть потока (900–700 м абсолютной высоты) довольно хорошо задернована, встречаются некрупные кусты кедрового стланика, в западинах уже сформирован довольно хороший почвенно-пирокластический чехол мощностью от 30 до 80 см. Нижняя (прифронтальная) часть потока, спускающаяся в долину р. Правой Киревны, практически полностью задернована за исключением некоторых лавовых грив. Здесь уже большое количество кустов, в том числе ольхового стланика.

В 250 м к северу от вершины конуса расположена лавовая бокка, представляющая собой воронку, диаметром около 30 м и глубиной около 12 м, служившая центром излияния самостоятельного маленького (протяженностью менее 1 км)

лавового потока, образованного на завершающей стадии извержения. На одном из бортов этого потока обнаружен фрагмент гидротермально измененных пород с пятнами самородной серы.

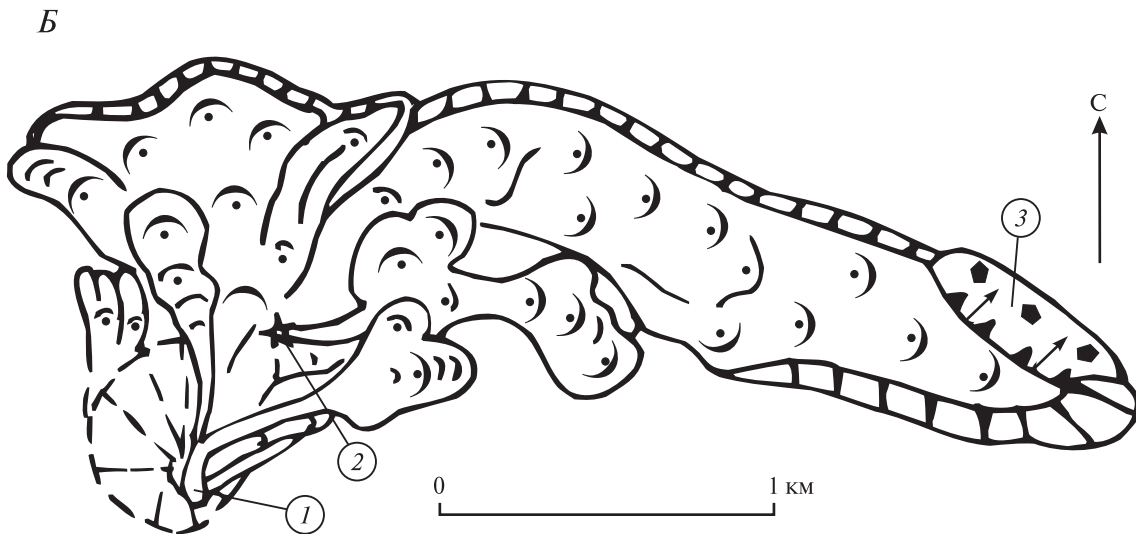
Рассчитанный объем конуса  $\sim 0,006 \text{ км}^3$  (диаметр основания  $\sim 400 \text{ м}$ , высота  $\sim 100 \text{ м}$ ), объем изверженной тефры  $\sim 0,01 \text{ км}^3$ . Таким образом, общий объем пирокластики  $\sim 0,016 \text{ км}^3$ . Площадь лавового потока  $\sim 3,6 \text{ км}^2$ ; при средней мощности лав, принятой за 50 м, объем лавового потока составляет  $\sim 0,18 \text{ км}^3$ . Суммарный объем лавы и пирокластики описываемого извержения  $\sim 0,2 \text{ км}^3$ , а масса пород  $\sim 0,45 \cdot 10^9 \text{ т}$ .

Химический состав пород отвечает андезибальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.5).

### **3.9. Лавовый поток реки Лево́й Белой**

Исток лавового потока р. Лево́й Белой ( $56^{\circ}38' \text{ с.ш.}$ ,  $159^{\circ}43' \text{ в.д.}$ , высота 1400 м) расположен в 5 км к восток–северо-востоку от вершины горы Чашаконджа (2526,6 м) на крутом правом борту долины реки, не менее чем в 400 м выше уреза воды (рис. 3.25, А; см. рис. 3.22, А). Породы конуса прорывают древние (неоген-четвертичные) вулканогенные толщи массива Чашаконджа. Абсолютная отметка подошвы конуса  $\sim 1200 \text{ м}$ , вершины  $\sim 1400 \text{ м}$ ; соответственно, высота конуса  $\sim 200 \text{ м}$ . Конус частично перекрыт последними порциями лав этого извержения, так что кратер не фиксируется. По сохранившемуся в рельефе северо-западному фрагменту конуса (рис. 3.26, А) экстраполированный диаметр его подошвы не превышает 500 м. Конус в основном сложен «дробленкой» плотных темно-серых до черных пород, в меньшем количестве — слабопористыми черными шлаками; также в строении конуса значительную долю составляют цветные (преимущественно красноцветные) обломки плотных и измененных пород разной степени сохранности. На расстоянии 1 км от вершины конуса встречаются некрупные (до 10–15 см) вулканические бомбы черного цвета.

Тефра этого извержения прослежена нами в разрезах на расстоянии до 16 км от эруптивного центра, где она представлена 2-сантиметровым горизонтом грязно-серых тонко- и среднезернистых вулканических песков «дробленки» плотных пород с небольшой примесью алевропелитового материала (индекс ЛБ) (см. рис. 3.22, Б).



**Рис. 3.25.** Лавовый поток р. Левой Белой

*А* — вид с востока, цифрами показано положение верхней (1) и нижней (2) бокк, лавовый поток вложен в долину ледниковой р. Левой Белой, которая уже уничтожила левый бортовой вал, в прифронтальной части потока виден обвал (3), на заднем плане — ледниковый цирк горы Чашаконджи, фото А.С. Кириленко;

*Б* — геолого-геоморфологическая схема

Отложения главного выброса пирокластики фиксируются в разрезах к северо-востоку от конуса, где тефра представлена грубыми песками, гравием и лапилли серых и темно-серых плотных пород с небольшой примесью черно-коричневых шлаков и красноцветных обломков измененных пород.

Лавовый поток р. Левой Белой имеет сложное строение в связи с тем, что две бокки, из которых происходило излияние лав, расположены одна над другой на крутом склоне, а тело потока влагалось в узкую каньонообразную долину (см. рис. 3.25, А). Главная бокка, из которой изливались первые порции лавы, сформировав-

шие бóльшую часть потока, расположена у северо-восточного подножия конуса на абсолютной высоте ~1200 м. Потоки изливались вниз по коренному склону, заполняя долину реки.

Фронт потока спустился вниз по долине до высотной отметки ~800 м. Завершающее изливание главной бочки представлено вязким глыбовым потоком с фестончатыми краями, спустив-



**Рис. 3.26.** Лавовый поток р. Лево́й Бело́й. *Фото автора*

*А* — шлаковый конус, вид с северо-запада;

*Б* — фронт потока (слева вверху), на нем видны крупные лавовые обелиски; обвал, сошедший с фронта потока, хорошо задернован, вид с востока

шимся по восточному склону уже сформированного лавового купола. Эта лавовая порция частично перекрыла ранее сформированный поток, но большей частью была вложена между правым бортовым валом последнего и коренным склоном долины. Завершающая стадия извержения фиксируется двумя вязкими потоками, излившимися из верхней бокки, перекрывшей кратер конуса. Эти последние потоки спустились до высоты ~1100 м, обтекая с разных сторон лавовый купол главной боки (см. рис. 3.25, Б).

Максимальная протяженность лавового потока р. Лево́й Бело́й 3,5 км. Ширину потока из-за сложности его строения оценить трудно. В среднем поток сейчас имеет ширину 450 м, первоначально же она должна была быть существенно больше (не менее 500–550 м), так как лава влагалась в древнюю долину и должна была бы упираться в противоположный борт. Однако за время существования потока р. Левая Белая вновь промывла себе русло, практически полностью уничтожив левый бортовой вал (см. рис. 3.25, А). Кроме того, в прифронтальной части потока, опять же со стороны реки, сошел обвал (см. рис. 3.25 и 3.26, Б), близкий по возрасту ко времени образования самого потока. Мощность лавового потока р. Лево́й Бело́й достигает 200 м.

Поверхность потока глыбовая и крупноглыбовая с относительными превышениями до 10–20 м. В западинах часто фиксируются пролювиальные отложения, это, вероятно, связано с тем, что поток подпрудил реку и поначалу вода шла непосредственно по нему, пока не сформировала современное русло. У хорошо сохранившихся фрагментов потока прекрасно выражены бортовые валы. Поперечные валы крупные, четкие, серповидные, но часто деформированы из-за «тесной» долины, в которую влагалась лава. Глыбы плотно уложены, слабо задернованы. Кусты (ольховый стланик) встречаются только на осыпных отложениях в прифронтальной части, которые существенно (на 50–80 м) ниже поверхности самого потока.

Рассчитанный объем конуса, с учетом его расположения на крутом склоне, ~0,015 км<sup>3</sup> (диаметр ~500 м, высота ~200 м). Объем изверженной тефры ~0,025 км<sup>3</sup>. Таким образом, объем изверженной пирокластики ~0,04 км<sup>3</sup>. Площадь лавового потока ~1,6 км<sup>2</sup>, при средней мощности потока 100 м, его объем составляет 0,16 км<sup>3</sup>. Предположительно, с учетом эродированных фрагментов, объем потока мог быть ≥ 0,2 км<sup>3</sup>. Соответственно, суммарный объем лавы и пирокластики описываемого изверже-

ния — 0,2–0,25 км<sup>3</sup>, а масса продуктов (0,43–0,56) × 10<sup>9</sup> т. Химический состав пород отвечает андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.5).

Тефра Киреунского конуса без видимого перерыва, иногда только со слабо выраженным несогласием, ложится на тефру конуса лавового потока р. Лево́й Бело́й, что свидетельствует о субсинхронной последовательной активизации этих центров. Обращает на себя внимание тот факт, что, как и в случае субсинхронного последовательного извержения Южного Черпука, Северного Черпука и Ичинского вулкана, кремнекислотность пород моногенных центров на реках Лево́й Бело́й и Киревне также имеет го-модромное изменение (см. табл. 3.2 и 3.5).

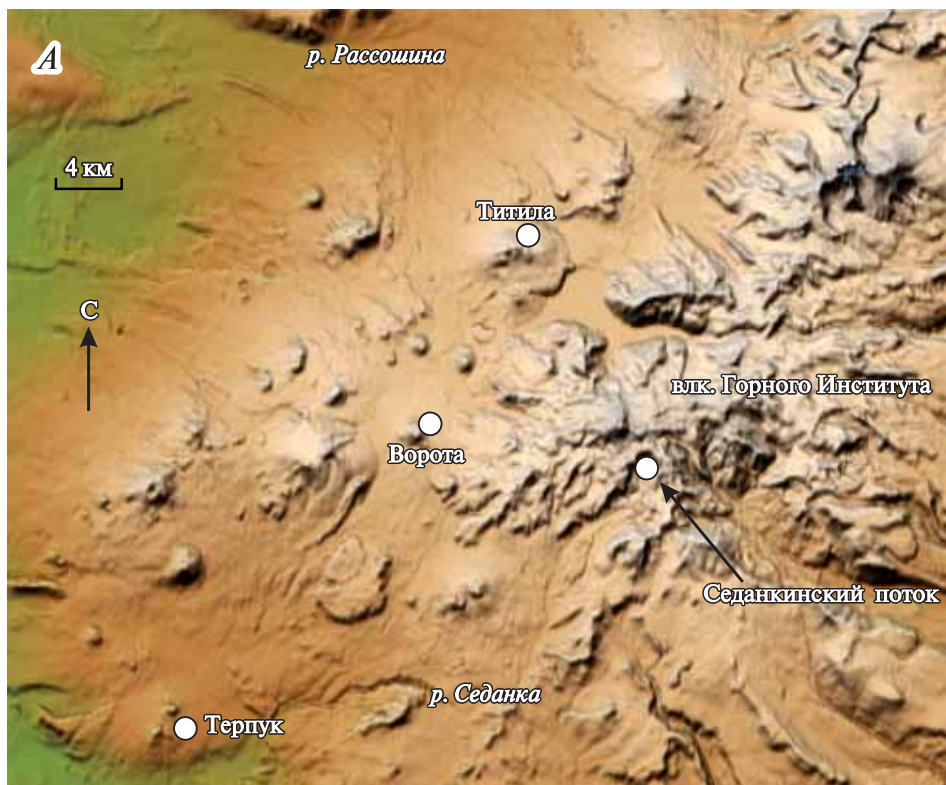
### 3.10. Седанкинский Дол и лавовый поток Седанкинский

*Седанкинский Дол* расположен на западном склоне Срединного хребта к западу и юго-западу от вулкана Горного Института (57°20′ с.ш., 160°11′ в.д.; высота 2125,2 м) в истоках рек Рассошина и Седанка (рис. 3.27, А). Исследования голоценового вулканизма Седанкинского Дола проводились в 2002–2008 гг. О.В. Дирксеном и Л.И. Базановой с коллегами [Дирксен, 2009; Дирксен и др., 2003]. К сожалению, детальные описания голоценовых центров Седанкинского Дола и связанных с ними отложений не опубликованы. В настоящей главе приводится краткое описание только Седанкинского потока, расположенного на восточной периферии Дола — он посещался автором в 2004 г.

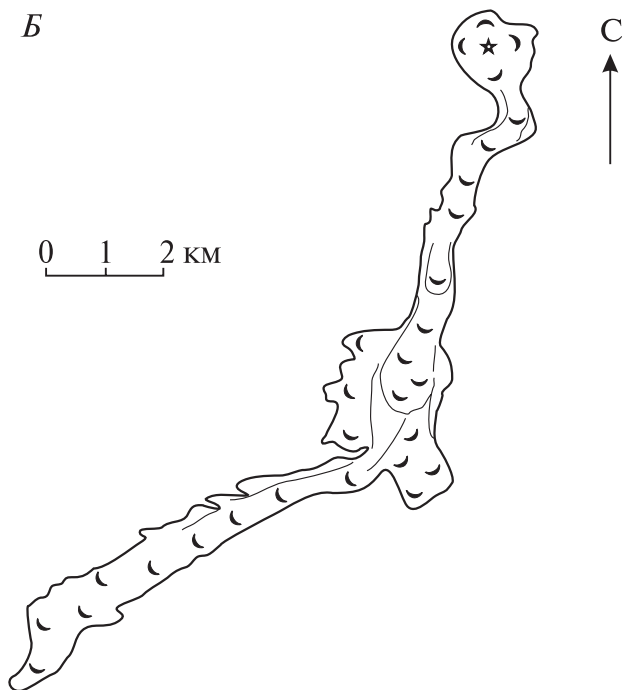
Голоценовые вулканические центры Седанкинского Дола располагаются в поле позднеплейстоценового вулканизма на фундаменте, представленном вулканогенно-осадочными и эффузивно-пирокластическими толщами алнейской серии и эффузивным комплексом раннечетвертичных вулканитов [Вулканы..., 1972].

Согласно О.В. Дирксену [2009], голоценовая активность зафиксирована для конусов Терпук, Ворота, Титила, Среднего, нескольких безымянных конусов, а также лавового потока Седанкинского. Составы пород вулканических центров Седанкинского Дола, в том числе голоценового возраста, опубликованы в статье А.О. Волынец с соавторами [Volynets et al., 2010].





**Рис. 3.27.** Седанкинский Дол  
А — обзорная карта;  
Б — почвенно-пирокластический чехол в верховьях р. Седанки, тефры извержений конусов Терпук, Ворота и Тити́ла образуют единый пирокластический горизонт (показан стрелкой), фото автора



**Рис. 3.28.** Лавовый поток Седанкинский  
*A* — аэрофото;  
*B* — геолого-геоморфологическая схема



**Рис. 3.29.** Лавовый поток Седанкинский

*А* — верхняя половина потока и фрагмент шлакового конуса (показаны стрелками), на заднем плане — вулкан Горного Института, вид с юга, *фото А.С. Кириленко*;

*Б* — правый бортовой вал потока вблизи фронта, вид с севера, *фото автора*

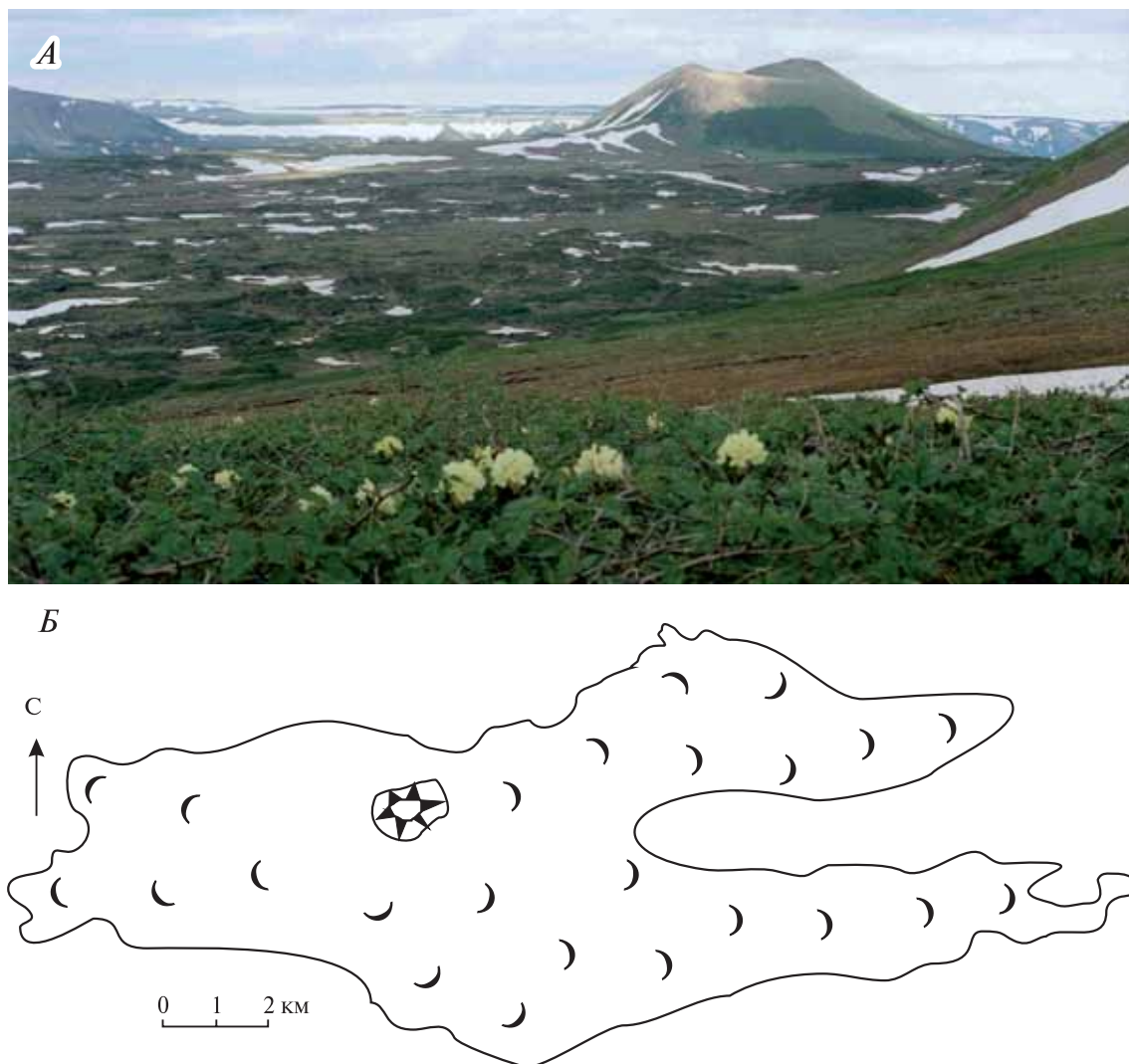
**Седанкинский лавовый поток** ( $57^{\circ}19'$  с.ш.,  $160^{\circ}12'$  в.д.; высота 1600,0 м) излился в приводораздельной части хребта у южного подножия вулкана Горного Института в истоках р. Седанки и вложен в ее каньонобразное русло (рис. 3.28, А; см. рис. 3.27, А). Фундаментом потока служат нерасчлененные вулканиты четвертичного возраста. Поток глыбовый, местами крупноглыбовый, с хорошо выраженными фронтом и бортовыми валами, следы ледниковой обработки отсутствуют. Более поздние порции лав (верхняя половина потока) имеют четкие поперечные валы (см. рис. 3.28, А, Б).

Поток не задернован, лишь фронтальная часть покрыта редкими куртинками трав и лишайников. ППЧ на потоке сильно редуцирован, поскольку глыбовая поверхность медленно нивелируется мелкоземом, кроме того, поток еще находится на относительно больших абсолютных отметках, где почвы уже плохо формируются. В истоках потока расположен небольшой шлаковый или шлако-лавовый конус (рис. 3.29). Его тефра так и не была обнаружена в разрезах ППЧ (см. рис. 3.27, Б). По химическому составу лава отвечает андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.5).



**Рис. 3.30.** Обзорная карта северных районов вулканической зоны Срединного хребта Камчатки

Стрелки показывают местоположение центров голоценового вулканизма



**Рис. 3.31.** Озерновский поток

*А* — шлаковый конус и западная часть лавового поля, вид с юго-запада, *фото автора*;

*Б* — геолого-геоморфологическая схема

### 3.11. Лавовый поток Озерновский

Озерновский поток ( $57^{\circ}35'$  с.ш.,  $160^{\circ}38'$  в.д.; высота 964,5 м) расположен на восточном склоне Срединного хребта в истоках рек Правой илевой Озерной (рис. 3.30; см. рис. 3.1). Лавовое поле ( $7 \times 15$  км) имеет площадь около 100 км<sup>2</sup> (рис. 3.31, Б). Подошва лав в западной части поля расположена на высоте около 670 м, а в восточной спускается ниже 300 м. Замерить мощность лавового потока нигде не удалось, в связи с чем весьма проблематично посчитать

его объем. Условно можно принять среднюю мощность лав около 20 м, тогда объем лавового поля составит 2 км<sup>3</sup>. Крупный шлаковый конус (см. рис. 3.31, А) 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, около 0,2 км<sup>3</sup>.

Большая часть тефры распространялась в восточном направлении. Шлаковые пески этого извержения (индекс ОЗ) встречаются в ППЧ на удалении до 50 км от эруптивного центра (в среднем течении р. Озерной), что позволяет предположить, что объем выпадавшей тефры составлял не менее 1 км<sup>3</sup>.

**Таблица 3.6.** Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в породах голоценовых вулканических центров северной части Срединного хребта Камчатки

номер образца	образец	Оксиды											Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
<b>Озерновский поток</b>													
OZER-04-01	Лава	52,00	1,34	17,00	–	8,32	0,17	5,93	8,46	3,75	1,17	0,63	98,77
OZER-04-03	“	51,80	1,35	17,10	–	8,38	0,17	6,02	8,51	3,80	1,24	0,61	98,98
<b>Конуса и лавовое поле Ньюльгемелки</b>													
468/1	Лава, правый бортовой вал	53,29	1,12	18,53	8,47	–	0,14	4,00	9,15	3,83	1,09	0,38	100,00
474/2	Лава, вблизи истока	52,24	1,21	19,12	8,71	–	0,15	4,09	8,97	4,05	1,11	0,36	100,00
467/4	Гравий и лапелли шлака (верх слоя)	49,39	1,45	17,77	11,60	–	0,16	6,49	8,48	3,62	0,66	0,38	100,00
467/5	Гравий и лапелли шлака (средина слоя)	52,03	1,39	17,62	10,83	–	0,15	5,17	8,31	3,37	0,73	0,40	100,00
467/6	Гравий и лапелли шлака (низ слоя)	50,84	1,43	17,09	11,27	–	0,16	6,00	8,69	3,48	0,69	0,36	100,00
<b>Конус Тобельцен</b>													
497/1	Бомба шлака с конуса	53,08	1,43	18,16	9,40	–	0,15	4,42	8,39	3,47	1,15	0,35	100,00
497/2	Лавовая бомба с конуса	52,78	1,32	18,66	8,89	–	0,14	4,23	8,49	4,03	1,13	0,33	100,00
500/1	Лава, левый бортовой вал	52,03	1,21	19,16	8,74	–	0,14	4,55	8,96	3,68	1,06	0,28	100,00
<b>Конус Икс</b>													
482/2	Грубый вулканический песок шлака	50,41	1,54	19,56	10,80	–	0,15	5,12	7,58	3,56	0,83	0,45	100,00
501a/5	То же	50,17	1,55	19,58	10,86	–	0,13	5,19	7,24	3,92	0,92	0,44	100,00
<b>Вулкан Спокойный</b>													
502/1	Гравий пемзы извержения 4650 <sup>14</sup> C л.н.	65,55	0,51	14,88	7,41	–	0,10	1,92	3,30	3,32	2,94	0,07	100,00

*Примечание.* Анализы, кроме лав Озерновского потока, выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН методом РФА. Образцы: OZER-04-01, OZER-04-03 — коллекция Т.Г. Чуриковой [Churikova et al., 2010].



**Рис. 3.32.** Озерновский поток. *Фото автора*

*А* — фронт западной части потока (справа), дошедшего до Срединного хребта;

*Б* — подрудное оз. Каменистое: на переднем плане — юго-западная часть лавового поля

Следовательно, суммарный объем изверженного материала мог составлять около  $3\text{--}4 \text{ км}^3$ , а масса продуктов  $(6,32\text{--}6,44) \cdot 10^9 \text{ т}$ .

Поверхность лавового поля весьма различна в своих западной и восточной частях. На востоке поток сильно задернован, на нем уже рас-

тет березовый лес. В западной части степень задернованности существенно меньше: мхи, лишайники, травы, небольшие купы некрупного 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. Химический состав пород отвечает базальтам и андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (табл. 3.6).

Западная часть потока дошла до подножия Срединного хребта. В результате этого все ручьи, стекающие с хребта, оказались подпружены и образовалось несколько довольно крупных озер (рис. 3.32). Эти озера и являются истоками рек Правой илевой Озерной — их воды уходят под лавовый поток и только через 10–15 км «выныривают» на поверхность.

### 3.12. Конусы Ныльгимелкин и связанное с ними лавовое поле

На северо-западном склоне древнего вулкана Хувхойтун в результате трещинного извержения образовались лавовое поле и шлаковые конусы Ныльгимелкин ( $57^{\circ}58'$  с.ш.,  $160^{\circ}39'$  в.д.; высота 1621,0 м) (см. рис. 3.1 и 3.30). Упоминание о них есть в монографии [Вулканы..., 1972], где они именуются вулканом Атласова.

Лавовые потоки спускаются со склонов Срединного хребта на протяжении 11 км. В верхних частях склонов лавовое поле имеет ширину 6 км, ниже по склону сокращается до 3 км. Многочисленные излияния, в том числе из нескольких лавовых бокк, сформировали поле общей площадью около 60 км<sup>2</sup> (рис. 3.33, Б и 3.34, А).

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 (см. рис. 3.33, А): на внутренних поперечных валах с превышениями 5–10 м обильно растет кедровый стланик, а на бортовых валах — каменная береза.

Вблизи конусов лавовые глыбы лишь кое-где покрыты лишайниками. Максимальная видимая мощность лав в обрыве правого бортового вала 15 м. В одном разрезе под подошвой потока удалось обнаружить тефру (шлаки) ранних эксплозий шлаковых конусов (см. рис. 3.34, Б). По приблизительным оценкам минимальный объем лав составляет 1–2 км<sup>3</sup>.

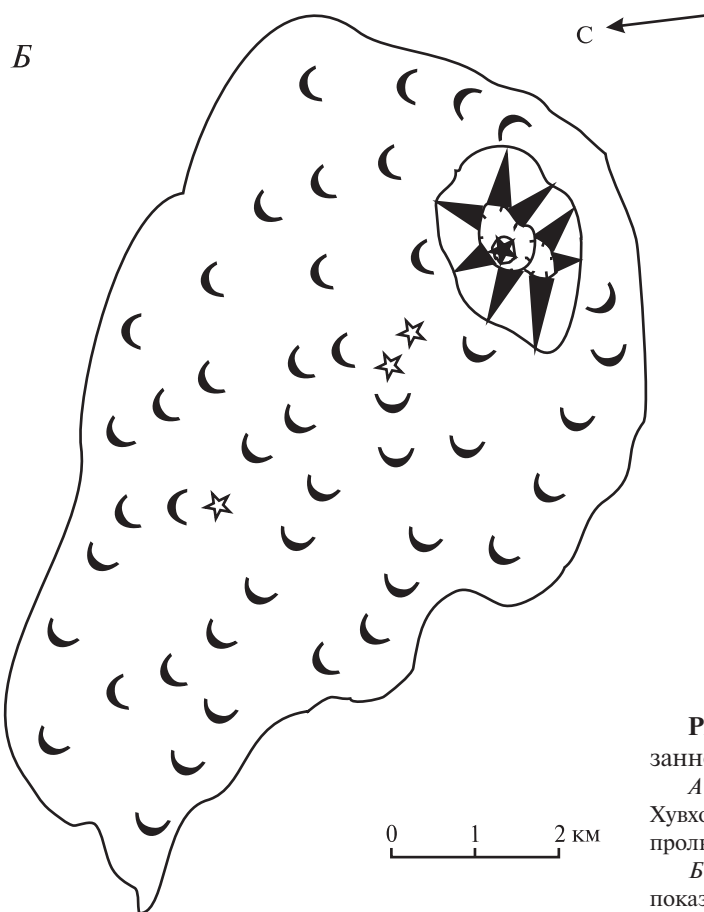
Сложно построенные шлаковые конусы имеют не менее трех эруптивных центров (рис. 3.35, А; см. рис. 3.33, Б).

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 (1,5×2,5 км) и расположена на высотах около 1400 м, максимальная высота постройки 1621 м.

Таким образом, относительная высота шлаковых конусов около 200 м, а площадь основания около 3,5 км<sup>2</sup>, что позволяет рассчитать объем пирокластики, принимавшей участие в формировании конусов — около 0,3–0,4 км<sup>3</sup>. При том, что на поверхности потоков в основании перекрывающего ППЧ отмечаются горизонты шлаков, большая часть пирокластического материала, по-видимому, извергалась до излияния лав (см. рис. 3.30, Б). Тефра этого извержения встречается в разрезах горы Хайлюля и окрестностей вулкана Спокойного — на расстоянии до 50 км от эруптивного центра (индекс Ныль). Предположительно объем тефры мог составить около 1 км<sup>3</sup>.

Таким образом, суммарный объем изверженного материала вулканического центра Ныльгимелкин по самым скромным оценкам мог составить 2,5–3,5 км<sup>3</sup>, а масса продуктов (5,28–5,58)×10<sup>9</sup> т. Химический состав пород отвечает базальтам и андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.6).

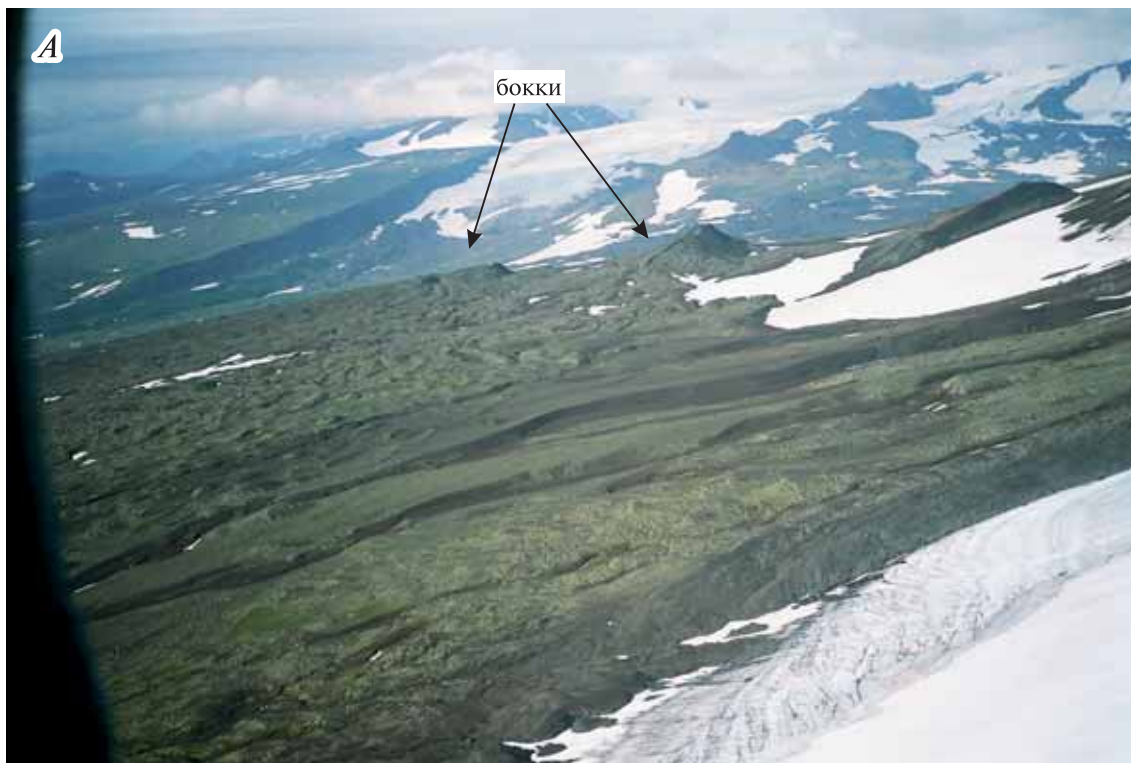




**Рис. 3.33.** Шлаковые конусы Ньльгимелкин и связанное с ними лавовое поле

А — вид с запада, на заднем плане четвертичный вулкан Хувхойтун, на переднем плане — одновозрастная с потоком пролювиальная терраса, фото автора;

Б — геолого-геоморфологическая схема, звездочками показаны побочные центры извержений (бокки)



**Рис. 3.34.** Шлаковые конусы Ныльгимелкин и связанное с ними лавовое поле

А — побочные центры излияния лав (бокки) у подножия шлаковых конусов, вид на север, фото с вертолета В.Немовой;

Б — отложения шлаков, вскрытые под подошвой правого бортового вала лавового потока в 8 км от конусов, фото автора



**Рис. 3.35.** Шлаковые конусы Ныльгимелкин и связанное с ними лавовое поле. *Фото автора*  
А — шлаковые конусы, вид с северо-запада;  
Б — верхняя часть лавового поля: видны две бочки (1) и лавовый «тоннель» (2), вид на запад

### 3.13. Вулкан Спокойный

Вулкан Спокойный ( $58^{\circ}08'$  с.ш.,  $160^{\circ}49'$  в.д.; высота 2170,6 м) расположен в северной части Срединного хребта на водоразделе рек Лево́й Начики и Кутиной (см. рис. 3.1 и 3.30). Это крупный стратовулкан с довольно хорошо сохранившимися лавовыми потоками, которые видны на его южных склонах (рис. 3.36). Северные склоны закрыты мощным ледником. Вулкан венчает лавово-пирокластический конус с прекрасно выраженным кратером (см. рис. 3.36, А). Голоценовые отложения вулкана представлены маломощными прослоями тефры: вулканическим песком и гравием пемзы (индекс СП). Они были зафиксированы в разрезах ППЧ вблизи лавового потока Тобельцен (западная периферия), в верховьях р. Начики (восточная периферия вулкана), а также — в виде тонкого пепла дальнего разноса — в торфяниках горы Хайлюля. Были ли в голоцене у вулкана лавовые или пирокластические потоки выяснить не удалось, в связи с невозможностью проведения работ на таких больших высотах. По химическому составу тефра Спокойного отвечает высококалиевому дациту (см. табл. 3.6) и содержит биотит. Суммарный объем голоценовой тефры вулкана Спокойного крайне мал ( $< 0,01 \text{ км}^3$ ), а масса вряд ли превышает  $0,013 \cdot 10^9$  т.

### 3.14. Конус Икс

В приосевой части хребта в 4 км к северо-западу от вулкана Спокойного и в 3 км к юго-западу от горы Острой расположена безымянная вершина с высотой 2127,5 м, которую мы назвали конус Икс (см. рис. 3.1 и 3.30). Это небольшой шлаковый конус ( $58^{\circ}10'$  с.ш.,  $160^{\circ}48'$  в.д.) с лавовым потоком, спускающимся к западу (рис. 3.37). К большому сожалению, нам не удалось детально изучить это образование. Тем не менее, в нашем распоряжении оказалась хотя бы тефра этого извержения, которая была обнаружена в разрезах как вблизи, так и на расстоянии 50 км от эруптивного центра. Тефра представляет собой черные нестратифицированные пески вулканических шлаков (индекс Х). По химическому составу они отвечают андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.6). Объем изверженных пород вряд ли превосходит таковой для Тобельцена (см. ни-

же). Голоценовый возраст конуса Икс определялся наличием «лишнего» шлака в ППЧ верховьев рек Воямполки, Кутины, Начики (см. рис. 3.37, Б), а также в торфяниках горы Хайлюля. Методом непрерывного прослеживания шлаки Тобельцена (см. ниже) и Нильгимелкина 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 (см. рис. 3.37, А).

### 3.15. Конус Тобельцен

Самым северным — среди изученных голоценовых моногенных центров Срединного хребта и всей Камчатки — является конус Тобельцен ( $58^{\circ}15'$  с.ш.,  $160^{\circ}44'$  в.д.; высота 831,8 м) и связанный с ним лавовый поток, вложенный в долину р. Воямполки (рис. 3.38). Шлаковый конус расположен в 15 км к север-северо-западу от вулкана Спокойный (см. рис. 3.1 и 3.30).

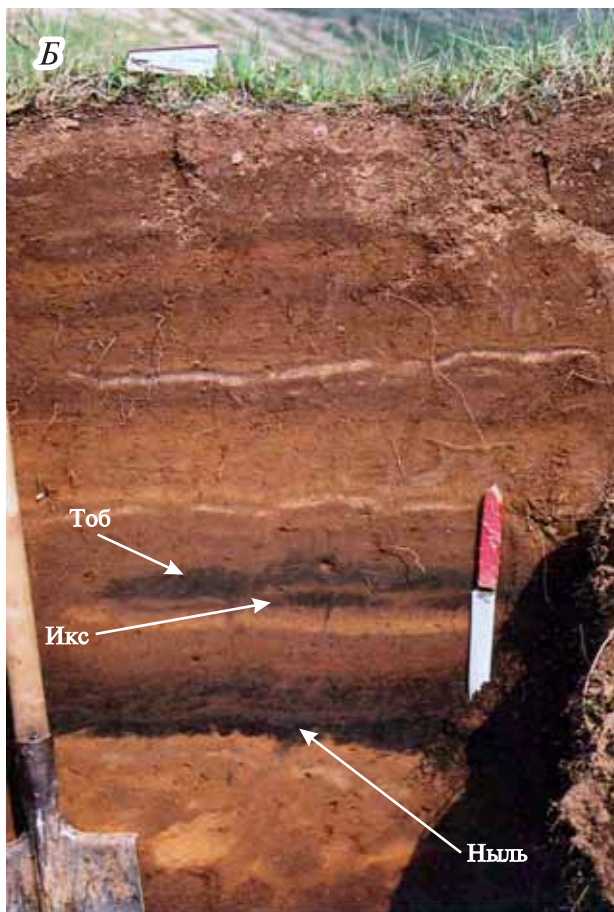
Протяженность лавового потока составляет 4 км при максимальной ширине 1,5 км. Таким образом, площадь потока около  $4 \text{ км}^2$ . Лава фиксируется с высоты около 650–700 м, а в фронтальной части спускается до высоты 460 м. Объем лав не превышает  $0,1 \text{ км}^3$ . Округлый в плане шлаковый конус имеет диаметр 0,8 км и относительное превышение около 200 м; объем шлакового конуса вряд ли превышает  $0,05 \text{ км}^3$ , и, тем не менее, тефра этого извержения зафиксирована в разрезах горы Хайлюля на расстоянии 50 км от эруптивного центра. Предположительно суммарный объем изверженных пород  $0,15\text{--}0,25 \text{ км}^3$ , а масса продуктов  $(0,44\text{--}0,46) \cdot 10^9$  т. Юго-западный борт конуса разрушен вытекавшим лавовым потоком. Рельеф лавового потока полностью сохранил свои очертания. Прекрасно видны различные порции лав, а также продольные и поперечные валы течения (рис. 3.39). Это средне- и крупноглыбовый поток, перепады высот на поверхности потока достигают 5 м. Лавовые гривы заросли кедровым стлаником, а в западинах, выполненных мелкоземом, есть уже луговые поляны с молодым ольховым и березовым лесом. Химический состав пород отвечает базальтам и андезибазальтам умеренно-калиевой известково-щелочной серии (см. табл. 3.6).



**Рис. 3.36.** Вулкан Спокойный

*А* — аэрофото;

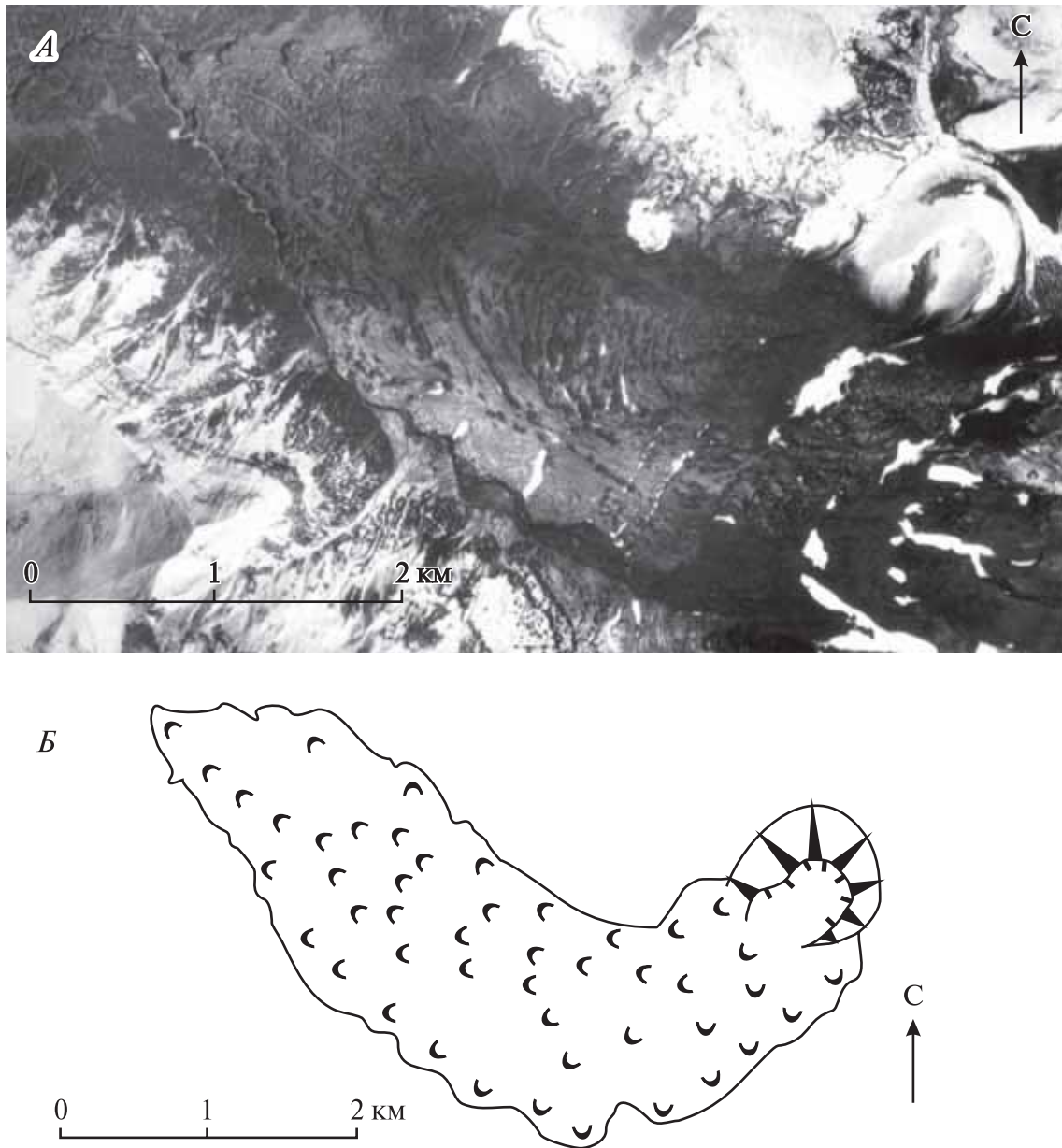
*Б* — вид с юго-запада, на переднем плане справа — лавовый поток плейстоценового возраста, на заднем плане — снежная вершина горы Острая, фото с вертолета В.Немовой



**Рис. 3.37.** Конус Икс. *Фото автора*  
А — вид с запада, фото с вертолета;  
Б — почвенно-пирокластический чехол в верховьях р. Начики, хорошо видно три горизонта шлаковых песков, принадлежащих конусам Икс (Икс), Ньльгимелкин (Ньль) и Тобельцен (Тоб)



**Рис. 3.38.** Шлаковый конус Тобельцен и связанный с ним лавовый поток в верховьях р. Воямполки. Фото автора  
На заднем плане обвальный цирк горы Кокловын. Вид с юг-юго-востока



**Рис. 3.39.** Шлаковый конус Тобельцен и связанный с ним лавовый поток  
*А* — аэрофото;  
*Б* — геоморфологическая схема

По материалам дешифрирования крупномасштабных аэрофотоснимков в пределах Срединного хребта Камчатки южнее вулкана Хангар и севернее конуса Тобельцен вулканические центры предположительно голоценового возраста не выявлены.

\* \* \*

В результате работ 1997–2010 гг. автору удалось изучить отложения вулканических цент-

ров Срединного хребта Камчатки, проявлявших активность в голоцене. Впервые обнаружены и изучены отложения ранее неизвестных извержений, а также тех, для которых голоценовый возраст не был подтвержден геологическими методами. Это касается вулканов Хангар (помимо извержения ХГ), Ичинского и Спокойного, а также моногенных центров Южный и Северный Черпук, кратера Кекук, маара Светлый Ключ, взрывного кратера на Алнее, шлакового конуса и лавового потока на р. Лево́й Бе-



лой, конусов Ныльгимелкин, Икс и Тобельцен. Проведено детальное доизучение отложений и впервые реконструирована последовательность извержений вулканических центров, ранее относимых к голоцену по тефрохронологическим данным: Киреунского и Озерновского потоков.

Кроме того, уточнен ареал распространения и особенности стратификации пепла ХГ, связанного с самым крупным голоценовым извержением Срединного хребта Камчатки.

Для большинства центров выполнены геолого-геоморфологические карты, посчитаны объем и масса продуктов извержений всех вулканических центров моногенного типа, а также крупнейших извержений стратовулканов.

Определению возраста извержений посвящена глава 4. Анализ пространственного положения эруптивных центров, а также сводная таблица параметров крупнейших извержений стратовулканов и вулканических центров моногенного типа приводится в главе 5.

## Глава 4

# Возраст голоценовых извержений вулканических центров Срединного хребта Камчатки

К началу работ автора (1997 г.) о строении ППЧ Срединного хребта Камчатки практически ничего не было известно. В связи с этим первоочередная задача исследования заключалась в прослеживании геохронологических реперов и корреляции пеплов крупнейших извержений не только в новых разрезах, но и в разрезах, где маркирующие горизонты были уже идентифицированы. Приходилось одновременно не только проводить исследования вблизи голоценовых центров хребта, но и прокладывать протяженные профили от ранее изученных районов, чтобы с помощью метода непрерывного прослеживания «протягивать» геохронологические реперы в новые районы (см. рис. 3.1). Поскольку наиболее хорошо были изучены разрезы южной и восточной Камчатки [Брайцева и др., 1980, 1985, 1994, 1995, 1998; Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Мелекесцев и др., 1992, 1995, 1996; Мелекесцев, Брайцева и др., 1994], то автор начал свои работы по корреляции маркирующих пеплов с переходной к Срединному хребту зоны — Центральной Камчатской депрессии.

### 4.1. Строение и возраст ППЧ Центральной Камчатской депрессии

В первую очередь был проложен профиль по Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) от пос. Начики до пос. Ключи [Певзнер и др., 2006] (рис. 4.1) в основном вдоль существующей автомобильной трассы. Главный интерес пред-

ставляли наиболее полные разрезы, формирующиеся с раннего голоцена, содержащие максимальное количество погребенных пеплов и, соответственно, несущие наибольшую геохронологическую информацию. Основной упор делался на поиск и изучение торфяников, которые, с одной стороны, представляют собой почти идеальные условия для захоронения выпадающей тefры, а с другой — дают возможность определить ее возраст с помощью радиоуглеродного анализа. Изученные в процессе данной работы полные ППЧ представляют собой опорные разрезы для голоцена ЦКД. На протяжении нескольких сотен километров вдоль ЦКД также изучались ППЧ, залегающие на поверхности крупных террас и террасовидных поверхностей, образовавшихся в голоцене. Далее в тексте главы все даты и возрасты — кроме специально оговоренных — приводятся в радиоуглеродном времени.

Определение ЦКД используется в морфоструктурном понимании согласно О.А. Брайцевой с соавторами [1968]. Южный участок депрессии, дренируемый р. Быстрой, будем называть Быстринской депрессией; центральный, дренируемый р. Камчаткой, — Камчатской депрессией. Корреляция маркирующих прослоев проводилась методом непрерывного прослеживания пеплов, с учетом особенностей их химического и минералогического состава, а также с учетом ранее определенных возрастов извержений (табл. 4.1) и ареалов связанных с ними пеплопадов [Брайцева и др., 1997; Braitseva et al., 1997]. При необходимости проводилось дополнительное радиоуглеродное датирование (см. Приложение).

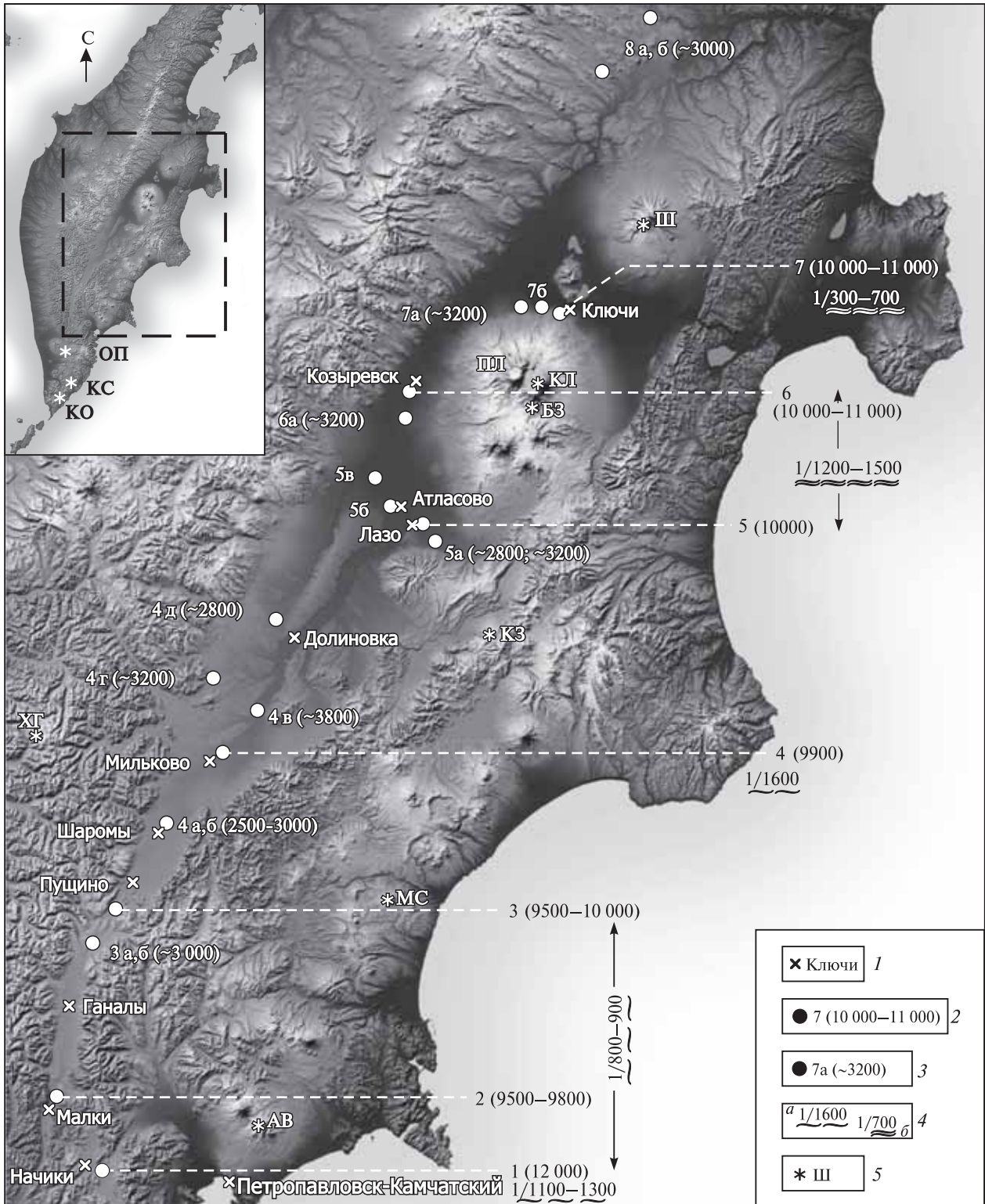


Рис. 4.1. Профиль по Центральной Камчатской депрессии

1 — населенные пункты; 2, 3 — местоположение разрезов (в скобках указан  $^{14}\text{C}$  возраст подошвы): 2 — полные голоценовые, 3 — сокращенные или фрагменты разрезов; 4 — частота пеплопадов по торфяным разрезам (а), частота сильных пеплопадов по супесчаным разрезам (б); 5 — вулканические центры, источники маркирующих пеплов: АВ — Авачинский, БЗ — Безымянный, КЗ — Кизимен, КЛ — Ключевской, КО — кальдера Курильского озера, КС — Ксудач, МС — Малый Семячик, ОП — Бараний Амфитеатр на вулкане Опала и кратер Чаша на Толмачевом долу, ПЛ — сопка Плоская, ХГ — Хангар, Ш — Шивелуч

Таблица 4.1. Главные маркирующие прослои транзитных пеллов в голоценовых ППЧ Центральной Камчатской депрессии и южной части Срединного хребта

Индекс пелла	Источник извержения	Округленный <sup>14</sup> C возраст, лет	Состав тефры	Минералы-индикаторы		Литературный источник
				амфибол	сплюда	
Ш <sub>1</sub>	Шивелуч	300	Андезит	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997
Ш <sub>2</sub>	“	900	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; Braitseva et al., 1997
Ш <sub>3</sub>	“	1400	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; Braitseva et al., 1997
Ш <sub>5</sub>	“	2500	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; Braitseva et al., 1997
Ш2800	“	2800	“	+	-	Певзнер и др., 1997
Ш <sub>лв</sub>	“	4100	“	+	-	Ronomateva et al., 2007
Ш8300	“	8300	“	+	-	Певзнер, 2003
ПЛ	Сопка Плоская (вулкан Ушковский)	8600	Базальт-андезит-базальт	-	-	Braitseva et al., 1995
КЛ	Ключевской	5800-6000	То же	-	-	Braitseva et al., 1995
БЗ1956 г.	Безымянный, 1956 г.	-	Андезитбазальт	+	-	Braitseva et al., 1997
БЗ	Безымянный	2100-2300	“	+	-	Брайцева и др., 1990;
КЗ3000	Кизимен	3000	Дацит	+	-	Мелекесцев и др., 1992; Kozhurin et al., 2006
КЗ	“	7500	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; 2001; Braitseva et al., 1997
МС	Малый Семячик	3900-4000	Базальт	-	-	Брайцева и др., 1980; Певзнер, 2003
АВ <sub>1</sub>	Авачинский	3500	Андезитбазальт	+	-	Базанова и др., 2003; Braitseva et al., 1997
IAB24	“	4000	Андезит	+	-	Брайцева и др., 1998; Braitseva et al., 1997
IAB7	“	5700	“	+	-	Брайцева и др., 1998; Певзнер, 2003
IAB5	“	6500	“	+	-	Брайцева и др., 1998; Певзнер, 2003
ОПтр	Крагер Чаша на Толмачевом долу	4600	Риолит	+	+	Дирксен и др., 2002; Braitseva et al., 1997
ОП	Бараний Амфитеатр на вулкане Опала	1500	“	+	+	Брайцева и др., 1997; 2001; Braitseva et al., 1997
КС <sub>1</sub>	Ксудач	1800	“	-	-	Брайцева, Мелекесцев и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997, 2001; Braitseva et al., 1995, 1996, 1997
КС <sub>2</sub>	“	6000	Андезит	-	-	Брайцева и др., 1997, 2001; Braitseva et al., 1997

Таблица 4.1. Окончание

Индекс пепла	Источник извержения	Округленный $^{14}\text{C}$ возраст, лет	Состав тефры	Минералы-индикаторы		Литературный источник
				амфибол	слода	
КО	Кальдера Курильского озера	7600	Риолит-андезит-базальт	+	-	Брайцева и др., 1997, 2001; Braitseva et al., 1997, Ronomatseva et al., 2004
ХГ	Хангар	6900	Дациит-риодацит	+	+	Базанова, Певзнер, 2001; Брайцева и др., 1985, 1997; Певзнер, 2003; Braitseva et al., 1997
ИЧ	Ичинский	6500	Андезит	-	+	Певзнер, 2003, 2004б
СЧ	Северный Черпук	6500	Андезитбазальт	-	-	Певзнер, 2003, 2004б
ЮЧ	Южный Черпук	6500	Базальт	-	-	Певзнер, 2003, 2004б

Примечание. Согласно новым данным, возраст пеплов Ш<sub>3</sub> и БЗ пересмотрен в сторону омоложения. По [Ronomatseva et al., 2015], извержения произошли ~2000 (Ш<sub>3</sub>) и ~1900 (БЗ)  $^{14}\text{C}$  л.н.

### 4.1.1. Опорные разрезы

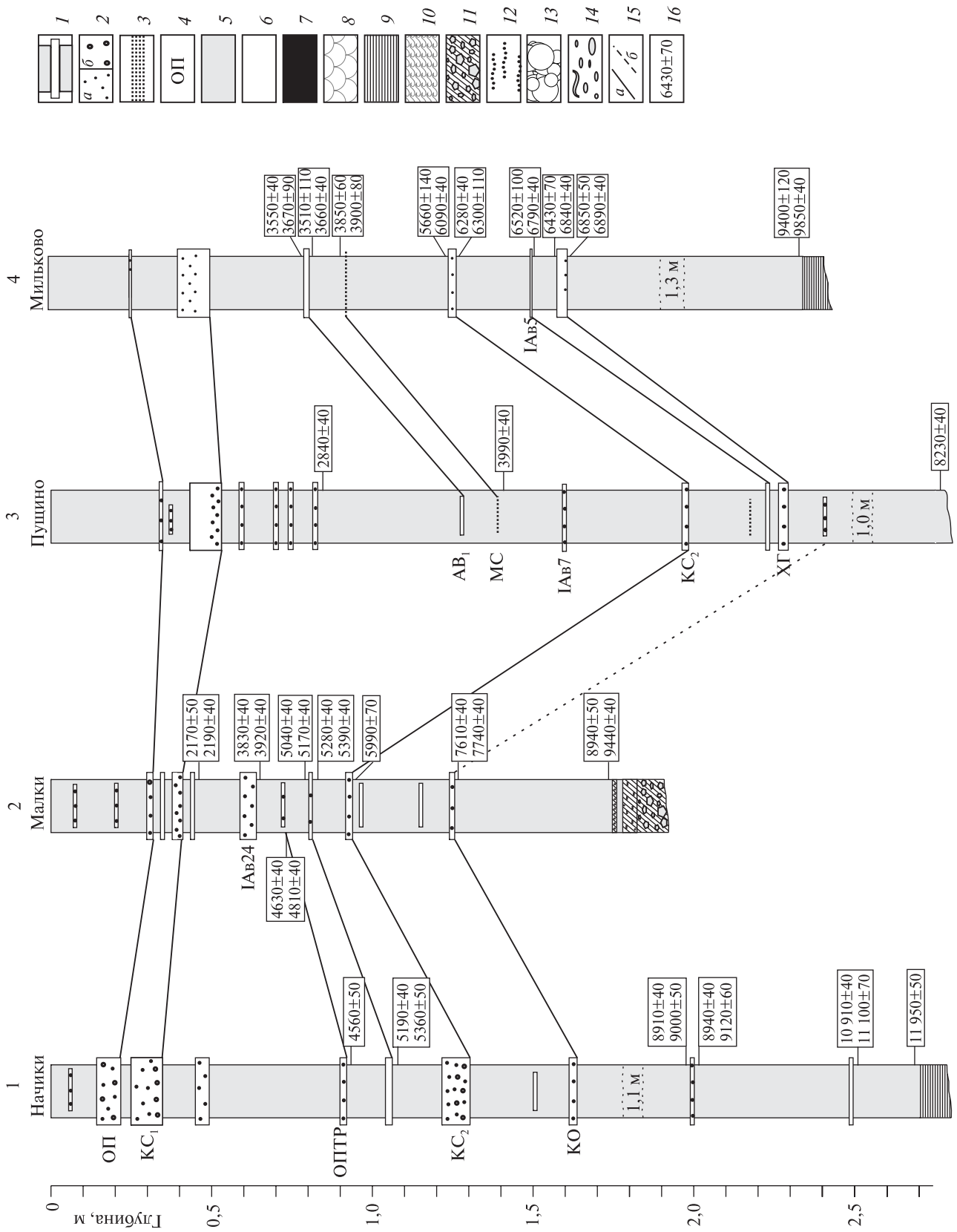
Полные голоценовые торфяники обнаружены в Быстринской и южной частях Камчатской депрессии (рис. 4.2, разрезы 1–4). Скорость торфообразования в этих разрезах, рассчитанная в календарном времени по [Stuiver et al., 1998], колеблется от 15 (разрез 2) до 40 см (разрез 3) за 1000 лет и, судя по всему, зависит от локальных условий развития того или иного болота. Связь между началом и скоростью процесса торфообразования, гипсометрическим положением разрезов и ботаническим составом самого торфа не обнаружена. Средняя скорость осадконакопления рассчитывается с учетом календарного (калиброванного) возраста геохронологических реперов. Так, например, для единичного разреза выбираются два маркирующих прослоя пепла, для которых известен возраст. Мощность отложений межпеплового интервала делится на разницу возрастов (календарных!) маркирующих пеплов. Таким образом, можно определить скорость осадконакопления для различных временных участков разреза и, обобщив данные, — среднюю скорость для разреза в целом.

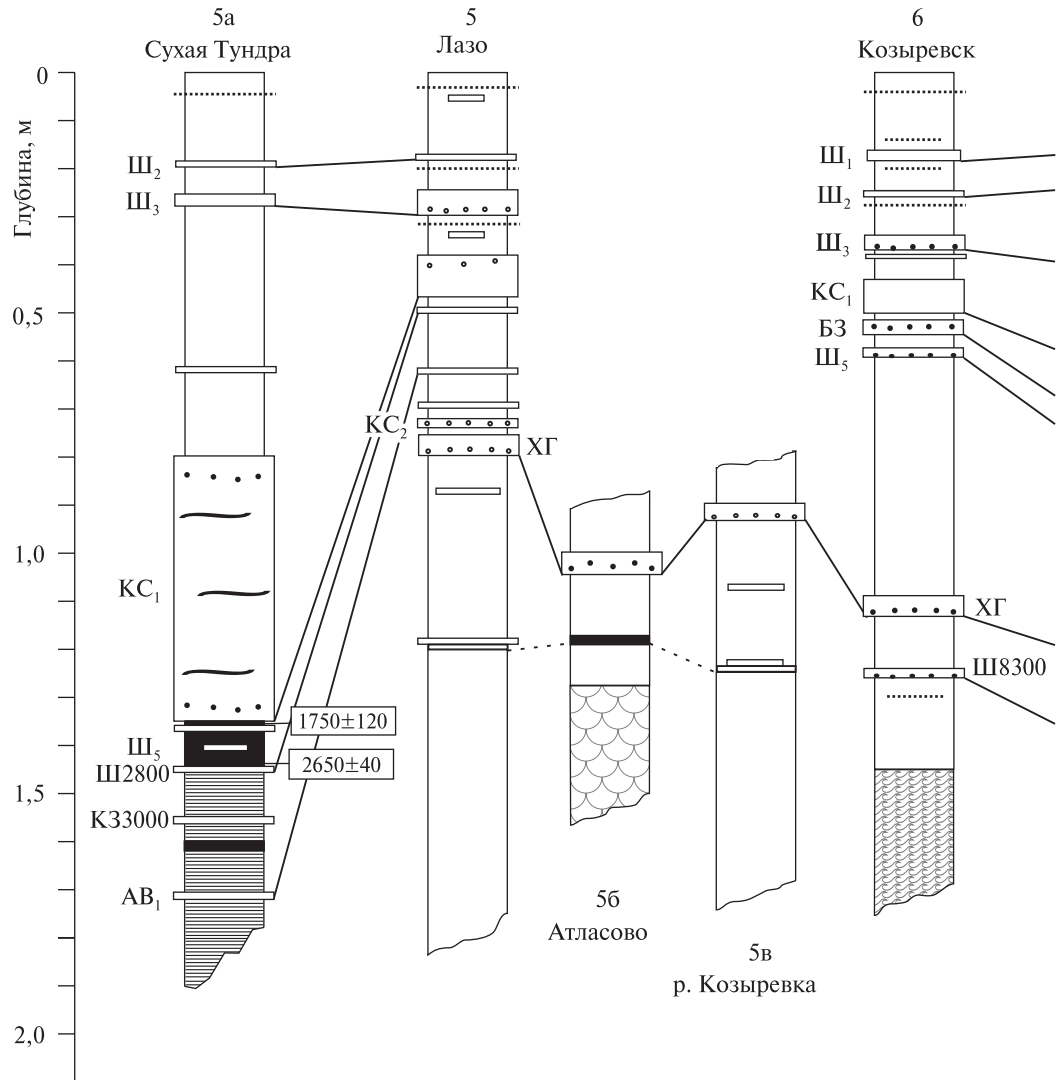
**Начикинский торфяник** (см. рис. 4.1 и 4.2, разрез 1) находится на 83 км трассы недалеко от пос. Начики. Разрез взят на значительном по площади торфяном поле, расположенном на водораздельном пространстве р. Корякской и правых притоков р. Плотниковой. Основанием разреза служат озерно-ледниковые отложения с небольшой примесью делювия. Дата  $11\,950 \pm 50$  лет, полученная по базальному слою торфа, свидетельствует о том, что в этом районе уже в дриасе возникли условия для начала процесса торфообразования. В Начикинском торфянике встречено 11 прослоев тефры, в том числе пять горизонтов крупнейших маркирующих пеплов: ОП, КС<sub>1</sub>, ОПтр, КС<sub>2</sub>, КО (см. табл. 4.1), принадлежащих вулканическим центрам южной Камчатки.

⇒

**Рис. 4.2.** Опорные разрезы для Быстринской и южной частей Камчатской депрессии

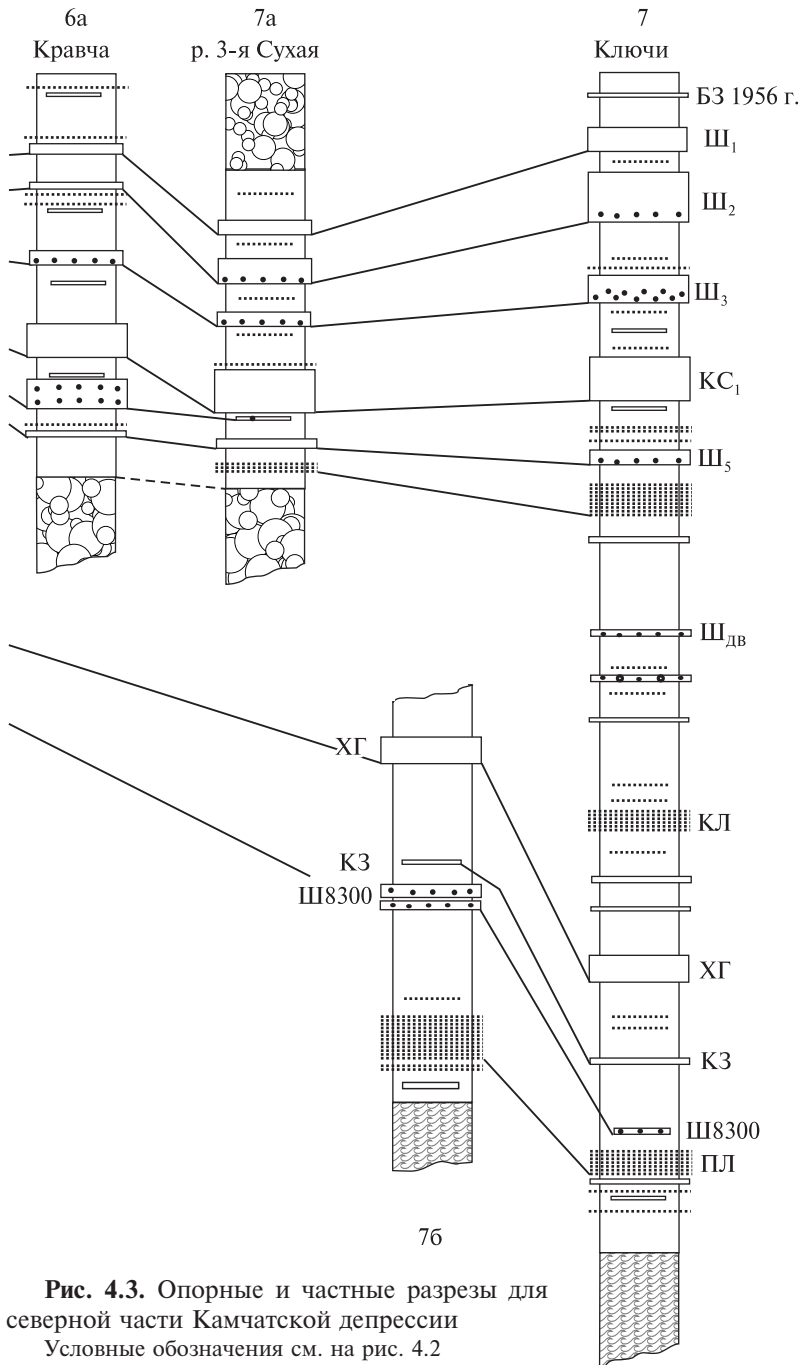
1–3 — тефра: 1 — тонкий пепел, 2а — вулканический песок, 2б — пемзовый гравий, 3 — грубый песок шлака; 4 — индексы маркирующих пеплов (пояснение см. в тексте и табл. 4.1); 5 — торф; 6 — супесь; 7 — почва; 8 — покровные супеси; 9 — озерные алевроиты, в том числе озерно-ледниковые и озерно-старичные; 10 — водно-ледниковые отложения; 11 — морена; 12 — пойменная фация аллювия; 13 — отложения сухой реки; 14 — отложения лахара; 15 — линии корреляции: а — уверенные, б — предположительные; 16 — радиоуглеродные даты





**Малкинский торфяник** (см. рис. 4.1 и 4.2, разрез 2) расположен на 134 км трассы, севернее пос. Малки, недалеко от р. Поперечной. Разрез представляет собой небольшой островной торфяник, образовавшийся в озерной котловине на морене. Основание торфа обогащено песчаным материалом, поэтому образец, датирующий подошву разреза, взят в 10 см над ней, и реально несколько моложе времени начала торфообразования. Скорость роста торфа в этом разрезе около 15 см за 1000 лет. С учетом этой поправки и имеющейся даты  $9440 \pm 40$  вполне допустимо предположить, что торфяник начал накапливаться 9500–9800, но вряд ли ранее 10 000 л.н. В разрезе встречено 13 горизонтов тefры, в том числе шесть маркирующих прослоев: ОП, КС<sub>1</sub>, IAB24, ОПтр, КС<sub>2</sub>, КО (см. табл. 4.1), принадлежащих в основном вулканическим центрам южной Камчатки.

**Пушинский торфяник** (см. рис. 4.1 и 4.2, разрез 3) находится на 216 км трассы, севернее моста через р. Правую Камчатку, в 12 км южнее пос. Пушино. Это островной торфяник на морене. Вскрыть в шурфе подошву торфа не удалось в связи со значительной мощностью разреза (3,5 м видимых), имеющего — среди рассматриваемых разрезов — максимальную скорость торфообразования: около 40 см за 1000 лет. По устному сообщению О.В. Дирксена, проводившего в 2003 г. бурение этого торфяника, подошва разреза залегает на озерно-ледниковых отложениях и находится на глубине 2 м под горизонтом ХГ. На основании вышеперечисленного, время начала торфообразования в этом разрезе можно принять за 9500–10 000 лет. В разрезе встречено 15 горизонтов тefры, в том числе семь хорошо выраженных маркирующих прослоев: ОП, КС<sub>1</sub>, МС, IAB7, КС<sub>2</sub>, IAB5, ХГ и еще два линзо-



**Рис. 4.3.** Опорные и частные разрезы для северной части Камчатской депрессии  
Условные обозначения см. на рис. 4.2

видных: АВ<sub>1</sub> и КО (см. табл. 4.1), принадлежащим вулканическим центрам южной Камчатки, Восточной вулканической зоны и Срединного хребта.

**Мильковский торфяник** (см. рис. 4.1 и 4.2, разрез 4) расположен в 5 км к северу от с. Мильково по старой Кирганикской дороге. Это большое по площади торфяное поле, на котором ранее велись промышленные разработки. В связи с этим верхняя часть торфяника обычно срезана

грейдером до горизонта КС<sub>1</sub>. Полный разрез здесь встречается только на неудобьях и иногда в бортах мелиоративных каналов. Общая мощность разреза в разных шурфах от 3 до 4 м. Подошва торфа ложится на озерно-ледниковые отложения и имеет возраст около 9900 лет. В разрезе встречено семь маркирующих прослоев тефры: ОП, КС<sub>1</sub>, АВ<sub>1</sub>, МС, КС<sub>2</sub>, IAB5, ХГ (см. табл. 4.1). Следует отметить, что в Мильковском торфянике, по сравнению с остальными опорными разрезами ЦКД, присутствует минимальное количество пеплов, но все они принадлежат только крупнейшим извержениям. Это объясняется значительной удаленностью разреза от основных вулканических центров. Маркирующие прослои тефры принадлежат вулканическим центрам южной Камчатки, Восточной вулканической зоны и Срединного хребта. Более подробно строение Мильковского торфяника описано в статье [Певзнер, 2003].

**Разрез пос. Лазо** (рис. 4.3, разрез 5; см. рис. 4.1) взят в карьере на поселковой свалке. Межпепловые прослои представлены эоловыми супесями. Мощность голоценового ППЧ в 1,5–2 раза меньше таковой для вышеописанных торфяников, что объясняется существенно более низкой скоростью осадконакопления супесей (6–8 см за 1000 календарных лет). Район пос. Лазо не был затронут позднеплейстоценовым оледенением, поэтому основание разреза представлено мощными покровными супесями. Перевезание этих супесей в раннем голоцене привело к существенному увеличе-

нию мощности раннеголоценовой части ППЧ (ниже горизонта ХГ). Нижняя граница голоцена в этом разрезе маркируется — на взгляд автора — горизонтом погребенной почвы с возрастом около 10 000 лет (обоснование этой датировки будет рассмотрено ниже). В разрезе встречено 15 горизонтов тефр, в том числе шесть маркирующих прослоев: Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, АВ<sub>1</sub>, КС<sub>2</sub>, ХГ (см. табл. 4.1). Маркиранты принадлежат вулканическим центрам южной Камчатки, Север-



ной группы вулканов, Восточной вулканической зоны и Срединного хребта. Кроме того, ППЧ значительно обогащается горизонтами черных вулканических песков Толбачинской группы и Ключевского вулкана.

**Разрез пос. Козыревск** (см. рис. 4.1 и 4.3, разрез б) взят в обрыве правого берега р. Камчатки на юго-восточной окраине поселка. Основание разреза сложено водно-ледниковыми отложениями. Межпепловые прослои голоценового ППЧ представлены эоловыми супесями. Мощность ППЧ возрастает по сравнению с разрезом 5, что объясняется увеличением скорости осадконакопления эоловых супесей (8–11 см за 1000 лет) за счет значительного привноса пирокластического материала от извержений вулканов Северной группы. Эти маломощные прослои обычно не сохраняются как четко различимые погребенные горизонты, но представлены в виде разрозненных линз или рассеянного вулканического песка. В разрезе хорошо выражены 16 горизонтов тефр, в том числе восемь маркирующих горизонтов: Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, БЗ, Ш<sub>5</sub>, ХГ, Ш8300, большинство из которых принадлежат вулкану Шивелуч. Ранее разрез пос. Козыревск публиковался [Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985], но некоторые пеплы тогда были идентифицированы неправильно (см. ниже).

**Разрез пос. Ключи** (см. рис. 4.1 и 4.3, разрез 7) приводится по описанию дорожной выемки на юго-восточной окраине поселка (фрагмент Ключевского разреза см. на рис. 2.5); он хорошо коррелирует с ранее опубликованным разрезом [Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985; Braitseva et al., 1997], изученным рядом с вулканостанцией. Основание разреза представлено водно-ледниковыми отложениями. Строение ППЧ и особенности осадконакопления напоминают Козыревский разрез. Однако существенно увеличиваются как количество пеплов (около 40), так и мощности межпепловых интервалов (скорость накопления эоловых супесей приближается к 20 см за 1000 лет), что объясняется местоположением разреза в самом центре Северной группы вулканов и, следовательно, колоссальным привносом пирокластики, участвующей в формировании супесчаного фона разреза. Среди крупнейших маркирующих прослоев выделяются: БЗ1956 г., Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, Ш<sub>5</sub>, Ш<sub>дв</sub>, КЛ, ХГ, КЗ, ПЛ, принадлежащие как близрасположенным вулканам Северной группы, так и удаленным вулканическим центрам (см. табл. 4.1).

В ранее опубликованных разрезах ППЧ района Ключей и Козыревска [Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985] неко-

которые пеплы были идентифицированы неверно. Так, КС<sub>1</sub>, ХГ и КЗ считались тогда пеплами вулкана Шивелуч и были маркированы Ш<sub>4</sub>, Ш<sub>6</sub> и Ш<sub>7</sub> соответственно. Ш8300 в Козыревске был также маркирован как Ш<sub>7</sub>. В результате дальнейших исследований была выявлена истинная принадлежность этих пеплов (см. табл. 4.1), что было отражено в новой публикации Ключевского разреза [Braitseva et al., 1997]. Разрез Козыревска повторно не публиковался. Автор проводил изучение ареала распространения пепла Ш8300 [Певзнер, 2003], а также уточнение ареала распространения пепла КЗ. На основании полученных данных границы ареалов обсуждаемых пеплов незначительно пересекаются чуть западнее пос. Ключи, что видно при сравнении разрезов 7 и 7б (см. рис. 4.3). Таким образом, нижний маркирующий прослой пепла в разрезе Козыревска — Ш8300 — отложился в результате извержения вулкана Шивелуч около 8300 л.н., что не противоречит <sup>14</sup>C дате 7660±450 [Брайцева, Сулержицкий и др., 1984], полученной по погребенной древесине, отобранной в Козыревске между пеплами ХГ и Ш8300.

#### 4.1.2. Сокращенные и частные разрезы

Сокращенные и частные разрезы (рис. 4.4; см. рис. 4.1 и 4.3) пронумерованы таким образом, чтобы было понятно, на какой полный разрез опирается корреляция пеплов. Так, например, разрезы 3а и 3б на Большой Ганальской Тундре привязываются к опорному разрезу 3 (Пуцинский торфяник).

**Большая Ганальская Тундра** (БГТ) расположена на водоразделе рек Камчатки и Быстрой, между правобережьем р. Кедровки и левобережьем р. Правой Камчатки. Она представляет собой довольно ровную пологонаклонную поверхность, значительно заболоченную вблизи основного русла р. Быстрой. В южной половине БГТ над рельефоформирующей поверхностью прекрасно выражены протяженные увалы субширотного простирания с относительными превышениями от 3 до 8 м. ППЧ на увале (см. рис. 4.4, разрез 3а) содержит маркирующие прослои КС<sub>1</sub> и ХГ, а также линзы МС (см. табл. 4.1). Основание разреза представлено водно-ледниковыми отложениями со значительным количеством гальки и валунчиков.

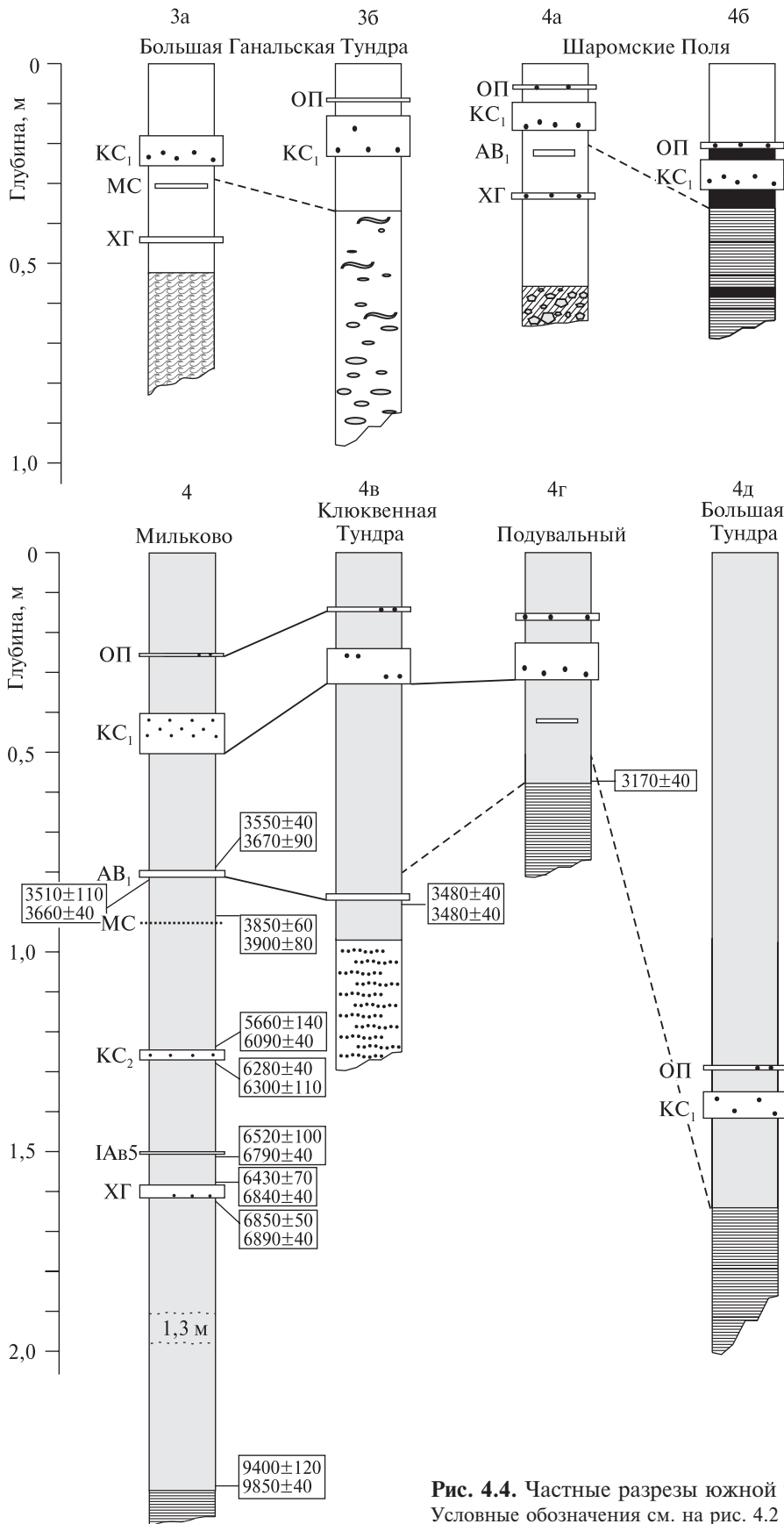


Рис. 4.4. Частные разрезы южной части Камчатской депрессии  
Условные обозначения см. на рис. 4.2

Таким образом, в разрезе За вскрывается полный голоценовый ППЧ и образование увалов можно отнести к доголоценовому времени.

В сводном ППЧ низкой (основной) поверхности БГТ (см. рис. 4.4, разрез 3б) из маркирующих прослоев обнаружены только ОП и КС<sub>1</sub>. Основание разреза представлено отложениями лахара с существенным содержанием плохо окатанной речной гальки. Мощность лахаровой толщи вблизи р. Кедровки и в истоках р. Быстрой у подножия Ганальского хребта около 70 см. Ниже залегает слой плотно уложенной хорошо окатанной чистой речной гальки (аллювий). Отсутствие в разрезе 3б горизонта МС и наличие КС<sub>1</sub> позволяет оценивать возраст датированной поверхности между 1800 и 4000 лет. По рассчитанной средней скорости осадконакопления ее возраст может составлять 2800–3000 лет.

Таким образом, вполне допустимо предположить, что современная поверхность БГТ была образована около 3000 л.н. в результате неизвестного катастрофического события, вызвавшего сход мощного лахара со склонов Ганальского хребта. В береговых разрезах основного русла р. Быстрой, прорезающей поверхность БГТ, возраст ППЧ аналогичен возрасту разреза 3б, т.е. около 3000 л.н. в этом районе произошла существенная, возможно кардинальная, перестройка речной сети. Учитывая современную орографическую обстановку района БГТ и ориентировку увалов (террасы Пра-Быстрой ?), расположенных в ее южной части, можно предположить, что до 3000 л.н. основное русло р. Пра-Быстрой располагалось ближе к подножию Ганальского хребта, а р. Правая Камчатка могла являться одним из ее истоков.

**Шаромские Поля** (см. рис. 4.1) расположены между реками Малой Клюквенной и Первой Подушкой. Это практически ровная существенно заболоченная поверхность, вблизи пос. Шаромы в значительной степени перепаханная. Трасса Петропавловск–Мильково идет восточнее этих полей по позднеплейстоценовым флювиогляциальным равнинам и моренным холмам. В полном голоценовом ППЧ на морене в 2 км южнее моста через р. Первую Подушку (см. рис. 4.4, разрез 4а) хорошо выражены маркирующие прослой ОП, КС<sub>1</sub> и ХГ, а также линзы АВ<sub>1</sub> (см. табл. 4.1). ППЧ на поверхности Шаромских Полей (см. рис. 4.4, разрез 4б) содержит только два маркирующих прослоя (ОП и КС<sub>1</sub>). Основание разреза представлено озерно-старичными отложениями, содержащими маломощные прослой слабогумусированных погребенных почв. Эти

почвы позволяют предположить, что ранее это место представляло собой обширный мелководный водоем старичного типа, в истории которого были кратковременные периоды осушения. По средней скорости осадконакопления подошва ППЧ имеет возраст чуть более 2000 лет. Учитывая огромную площадь стариц (40–50 км<sup>2</sup>), которые медленно зарастали от берегов, можно предположить, что время начала субэразального периода развития Шаромских Полей должно быть несколько более древним. Отсутствие в ППЧ (разрез 4б) пепла АВ<sub>1</sub> свидетельствует о том, что этот процесс начался не ранее 3500 л.н. Таким образом можно считать, что современная поверхность Шаромских Полей образовалась около 2500–3000 л.н. Вероятная причина этого события — изменение базиса эрозии р. Камчатки, однако автор не располагает данными, чем это изменение могло быть вызвано.

На левобережье р. Камчатки между поселками Кирганик и Долиновка изучено три сокращенных торфяных разреза (см. рис. 4.1 и 4.4, разрезы 4в, 4г и 4д).

**Урочище Клюквенная Тундра** (разрез 4в) представляет собой заболоченную террасу. ППЧ залегает на отложениях пойменной фации аллювия. Основные маркирующие горизонты — ОП, КС<sub>1</sub> и АВ<sub>1</sub> (см. табл. 4.1). Возраст подошвы разреза рассчитан по средней скорости осадконакопления в 3800 лет. Этим же возрастом датируется здесь и эпизод террасообразования.

В **верховьях руч. Подувального** (правый приток р. Малой Кимитины) (см. рис. 4.4, разрез 4г) ППЧ залегает на озерно-старичных отложениях. Подошва разреза имеет датировку около 3200 лет.

**Урочище Большая Тундра** (около пос. Новая Долиновка) (см. рис. 4.4, разрез 4д) — обширное торфяное поле, также залегающее на озерно-старичных отложениях. Маркирующие горизонты ОП и КС<sub>1</sub> (см. табл. 4.1); возраст подошвы разреза рассчитан по средней скорости осадконакопления в 2800 лет. В настоящее время Урочище дренируется правыми притоками р. Караковой, но ранее оно представляло собой обширный мелководный водоем. Подобный, но существенно меньший по площади, водоем был и в верховьях руч. Подувального. Разница во времени начала процесса торфообразования в разрезах 4г и 4д объясняется, на взгляд автора, не только различной скоростью зарастания различающихся по площади озерных котловин (см. Шаромские Поля), но также орографией и гипсометрическим положением торфяников. Разрез

4г находится на пологонаклонной поверхности на высоте около 200 м, разрез 4д — практически ровное торфяное поле на высоте около 140 м. Возможно, эпизод террасообразования 3800 л.н. (разрез 4в) повлек за собой изменение базиса эрозии р. Камчатка, что впоследствии (около 3000 л.н.) привело к процессу осушения озерных котловин в бассейне реки (разрезы 4г, 4д).

**Урочище Сухая Тундра** (см. рис. 4.3, разрез 5а) расположено на левобережье р. Толбачик, в верхнем течении р. Максимовки, у северо-восточного подножия горы Николки. Это обширные ровные поляны, частично заболоченные, частично распаханые, частично поросшие лиственничным лесом. ППЧ залегает на озерных (озерно-старичных) отложениях, в которых — среди других — сохранился маркирующий горизонт пепла АВ<sub>1</sub>, а также маломощный прослой слабогумусированной почвы. Судя по перемытым отложениям тефры КС<sub>1</sub> и частично намывным межпепловым интервалам, во время субаэрального периода накопления ППЧ поверхность Сухой Тундры неоднократно подвергалась затоплению, что не удивительно: перепад высот между поверхностью Тундры и урезом р. Толбачик не превышает 3 м. Среди маркирующих горизонтов в разрезе 5а выделяются Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, Ш2800, а также линзы Ш<sub>5</sub>. Нижний горизонт почвы в этом разрезе образовался по радиоуглеродным данным около 2700 л.н. Эта датировка, а также положение в разрезе маркирующего прослоя Ш2800 позволяет считать, что субаэральный период осадконакопления начался здесь около 2800 л.н. Наличие в озерно-старичных отложениях маломощного почвенного прослоя, расположенного между пеплами КЗ3000 и АВ<sub>1</sub> (3500 л.н.) (см. табл. 4.1), свидетельствует не только о мелководности водоема, но и о наличии как минимум одного периода его временного осушения около 3200 л.н.

**Урочище Кравча** (см. рис. 4.3, разрез 6а) расположено в 15–20 км к юго-востоку от пос. Козыревск на правом берегу р. Камчатки и представляет собой сухую дельту рек Студеной и Пахчи, стекающих со склонов вулканов Плоского и Толбачика. Подошва ППЧ ложится на мощные отложения сухой реки. Встреченные маркирующие прослои аналогичны таковым в Козыревском разрезе (разрез 6): Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, БЗ, Ш<sub>5</sub> (см. табл. 4.1). По средней скорости осадконакопления рассчитанный возраст подошвы ППЧ около 3200 лет. На основании разреза 6а можно заключить, что в это время р. Пра-Студеная, которой принадлежат слагающие ос-

нование разреза пески, вынуждена была поменять свое русло на современное. Это могло быть связано со многими причинами, например, со сходом крупного лахара, вызванного интенсивным таянием снега при извержении в Толбачинской зоне; с изменением базиса эрозии р. Камчатки; с уменьшением расхода воды, а также с неотектоническими движениями, зафиксированными в этом районе [Kozhurin et al., 2006].

**Сокращенный разрез на р. Третьей Сухой** (см. рис. 4.3, разрез 7а) расположен в 30 км к западу от пос. Ключи и практически идентичен рассмотренному выше разрезу 6а. Подошва разреза также представлена отложениями сухой реки с возрастом около 3200 лет. Кровля разреза 7а венчается маломощной толщей песков современной сухой реки.

### 4.1.3. Возраст почвенно-пирокластического чехла ЦКД

Подошвы наиболее полных голоценовых ППЧ северной части Камчатской депрессии (см. рис. 4.3, разрезы 5, 5б, 5в) часто маркируются маломощным горизонтом погребенной слабогумусированной почвы, залегающим обычно непосредственно на отложениях покровных супесей. Повидимому, почва образовалась в результате потепления, связанного с окончанием II фазы позднеплейстоценового оледенения. К сожалению, в разрезах Лазо (разрез 5), Атласово (разрез 5б) и р. Козыревки (разрез 5в) отсутствует самый древний из известных нам голоценовых маркирующих прослоев Ш8300. По среднерасчитанной скорости осадконакопления в этих разрезах возраст почвы должен находиться в интервале 9500–13 000 лет. Аналогичные линзы и прослои погребенных почв характерны для низов ППЧ в районе Ключей (10 700±200), подножия Ключевского вулкана и на Толбачинском долу (10 000±240) [Брайцева, Мелекесцев и др., 1984; Брайцева, Сулержицкий и др., 1984]. Близкие датировки (10 000–12 000 лет) получены для границы голоцена–плейстоцена и по археологической стоянке Ушки [Goebel et al., 2003], расположенной в 20 км от Козыревска ниже по течению р. Камчатки. На основании вышеперечисленного, наиболее вероятным временем образования обсуждаемых погребенных почв может быть интервал 10 000–11 000 лет.

Таким образом, в северной части Камчатской депрессии, полные голоценовые ППЧ начали образовываться 10 000–11 000 л.н. Основаниями разрезов служат покровные супеси и водно-ледниковые отложения. Наиболее уверенно прослеживающийся маркирующий горизонт нижней части ППЧ — пепел вулкана ХГ с возрастом 6900 л.н. Существенную роль в разрезах играют маркирующие прослои пеплов вулкана Шивелуч (Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, Ш<sub>5</sub>, Ш8300), а также пепел последнего кальдерообразующего извержения вулкана Ксудач (КС<sub>1</sub>). Межпепловые интервалы в ППЧ обычно представлены золовыми супесями.

Возраст полных голоценовых разрезов для южной части Камчатской депрессии (см. рис. 4.2, разрезы 3, 4) около 9500–10 000 лет. Подошвы этих разрезов залегают на ледниковых, водно-ледниковых или озерно-ледниковых отложениях. Нижний маркирующий горизонт — пепел извержения вулкана Хангар (ХГ) 6900 л.н. Наибольшее значение имеют маркирующие прослои ОП, КС<sub>1</sub> и КС<sub>2</sub>. Межпепловые интервалы в ППЧ могут быть представлены как супесями (гумусированными супесями, почвами), так и торфом.

Возраст полных голоценовых разрезов для района Быстринской депрессии (см. рис. 4.2, разрезы 1, 2) можно оценить в 9500–12 000 лет. Подошвы этих разрезов залегают на ледниковых или озерно-ледниковых отложениях. Наиболее древним маркирующим горизонтом в ППЧ служит пепел извержения кальдеры Курильского озера (КО) 7600 л.н. Кроме того, прекрасно выражены маркирующие прослои ОП, КС<sub>1</sub> и КС<sub>2</sub>. Отдельно следует отметить, что торфяник, непрерывно накапливавшийся с дриаса (Начикинский торфяник), представляется уникальной находкой для этого района исследований. Наиболее же распространенный возраст подошв полных голоценовых разрезов в пределах Быстринской депрессии 9500–9800 лет, полученный для Малкинского торфяника.

#### 4.1.4. Возраст молодых рельефоформирующих поверхностей ЦКД

Изученные в пределах ЦКД сокращенные разрезы представлены как торфяниками, так и супесчаными ППЧ. Они сформировались на речных террасах, озерных отложениях, лахаро-

вых толщах и отложениях сухих рек. Возраст основания ППЧ для вышеописанных разрезов колеблется в интервале 2500–3800 лет, наиболее часто встречающиеся датировки 2800–3200 лет. Близкий возраст подошв сокращенных разрезов, встреченных на протяжении почти 500 км вдоль простирания ЦКД, по-видимому, хронометрирует некие единые причины, приведшие к субодновременному образованию подстилающих их форм рельефа. На взгляд автора, орогидрографические изменения в ЦКД, произошедшие около 3000 л.н., носят региональный характер и связаны с вулканотектоникой Камчатки. К этому временному интервалу приурочены многие «пограничные» вулканические события, например: начало формирования Молодого конуса Авачинского вулкана [Базанова и др., 2003]; начало образования побочных прорывов на Ключевском вулкане [Брайцева и др., 2004]; извержение магнезиальных базальтов на андезитовом вулкане Шивелуч [Волынец и др., 1997]; появление базальтов на андезитовом вулкане Кизимен [Мелекесцев и др., 1992]; возникновение вулканов Высокий и Бараний в массиве Гамчен, последнее извержение вулкана Тауншиц, образование шлаковых конусов между Кроноцким озером и вулканом Крашенинникова, образование конуса Дуга [Пономарева и др., 2008]; две крупные подвижки по разлому, входящему в систему Восточных разломов Камчатки [Kozhurin et al., 2006] и др.

#### 4.1.5. Частота пеплопадов в населенных пунктах и позднеголоценовый эпизод террасообразования в ЦКД

Чтобы получить представление о частоте пеплопадов, необходимо перевести радиоуглеродный возраст прослоев вулканических пеплов в календарное время, что было сделано по программе калибровки дат [Stuiver et al., 1998] (рис. 4.5). Довольно сложно сравнить частоту пеплопадов по торфяным разрезам (Начики, Малки, Пушино, Мильково), в которых сохраняются даже маломощные прослои тефры, с супесчаными разрезами Лазо, Ключей и Козыревска, где выделенные межпепловые интервалы насыщены рассеянной тефрой слабых и умеренных извержений Северной группы вулканов, не образующей самостоятельные прослои.



Учитывая эту особенность, можно утверждать, что максимальная частота пеплопадов в ЦКД характерна для северной части Камчатской депрессии (на рис. 4.5 в разрезах Лазо, Козыревска и Ключей представлены только сильные пеплопады с мощностью погребенного горизонта тефры не менее 1 см), в особенности для пос. Ключи (один сильный пеплопад в 700 лет). При произвольно выбранном временном интервале, частота может возрастать (1/400 для последних трех тысяч лет, 1/300 для последней тысячи лет) или уменьшаться.

Максимальная мощность погребенного горизонта пепла единичного извержения 9 см ( $Ш_2$  и  $КС_1$ ), максимальная крупность выпадавшего материала 2 см (ПЛ). Показатели мощности и крупности материала единичного пеплопада представляются весьма существенными. Выпадающий пепел создает дополнительную нагрузку на подстилающую поверхность, в том числе на крыши строений, а первоначальная мощность пепла в 2–3 раза превышает таковую в погребенном состоянии [Мелекесцев, 1990], что необходимо учитывать для минимизации риска при строительстве в районах, подверженных воздействию вулканических извержений.

Ранее была посчитана средняя частота пеплопадов для пос. Усть-Камчатск, полученная при изучении торфяного разреза Черный Яр близ устья р. Камчатки, она составляет один пеплопад в 191 год [Певзнер и др., 1997].

Очевидно, что лучшая сохранность пеплов в торфяном разрезе, даже удаленном от источников поступления пирокластического материала, дает иные, существенно более высокие показатели, чем данные по супесчаному ППЧ в Ключах вблизи вулканов Шивелуч и Ключевской. Ибо, даже взяв в расчет данные разреза 7 (см. рис. 4.3), где показано около 40 горизонтов тефры, частота пеплопадов в Ключах составит всего один пеплопад в 300 лет.

Для Козыревска и Лазо частота сильных извержений составляет один пеплопад в 1200–1500 лет, максимальная мощность пепла единичного извержения 8 см ( $КС_1$ ), зернистость — до грубого вулканического песка. Интересно, что в этих разрезах мощности пеплов близкорасположенных вулканов, например, Шивелуча и Безымянного, уступают таковым для удаленных вулканов Ксудач ( $КС_1$ ) и Хангар (ХГ), являющихся одними из крупнейших маркирующих горизонтов для половины территории Камчатки.

Наименьшая частота пеплопадов характерна для районов Мильково (один пеплопад в

1600 лет, максимальная мощность единичного пеплопада 10 см ( $КС_1$ , размерность до средне- и крупнозернистого вулканического песка) и Начиков (один пеплопад в 1100–1300 лет;  $КС_1$  до 9 см мощностью содержит единичный гравий пемзы до 0,4 см;  $КС_2$  до 8 см мощностью с гравием пемзы до 0,7 см). Умеренной частотой пеплопадов характеризуются окрестности пос. Пушино (один пеплопад в 800 лет;  $КС_1$  до 6 см мощностью и до средне- и крупнозернистого вулканического песка) и Малок (один пеплопад в 900 лет; IАв24 до 7 см и  $КС_1$  до 6 см мощностью и размерностью до крупнозернистого вулканического песка). Таким образом, для Быстринской и южной частей Камчатской депрессии частота пеплопадов составляет один пеплопад в 800–1600 лет, в том числе один крупный (см. выше) в 2200–2800 лет, что меньше, чем сравнимые показатели для Ключей (более чем в 3 раза).

Существенная разница в количестве пеплопадов вдоль простирания ЦКД не только отражает степень удаленности опорных разрезов от основных источников извержений, но косвенно характеризует и голоценовую активность различных вулканических зон Камчатки. Весьма продуктивными представляются вулканы Северной группы, в особенности вулкан Шивелуч (см. разрезы 6 и 7 на рис. 4.3). Однако самые сильные, в том числе кальдерообразующие и субкальдерные, извержения, пепел которых прослеживается в разрезах ЦКД на многие сотни километров, принадлежат в основном вулканическим центрам Южной Камчатки, в частности, вулкану Ксудач ( $КС_1$ ,  $КС_2$ ); а также вулкану Хангар (ХГ) в южной части Срединного хребта.

На рис. 4.5 также показано положение датированных подошв сокращенных разрезов. На нем видно, что подобные разрезы характерны для территории Камчатской депрессии, но не выявлены в пределах Быстринской депрессии. Если бы образование молодых поверхностей, на которых взяты разрезы, было связано с климатическими факторами, то одновозрастные молодые террасы были бы характерны для обеих депрессий. Наличие же близких по возрасту молодых форм рельефа только в одной морфоструктурной зоне позволяет предполагать эндогенную природу их образования. Косвенным подтверждением такой возможности является усиление вулканической активности Камчатки, выявленное в сходный временной интервал (см. выше). Таким образом, изучение сокращенных ППЧ, по-видимому, позволило выявить для зо-

ны Камчатской депрессии период крупных, в том числе катастрофических, вулканотектонических событий, который происходил около 3000 радиоуглеродных лет назад (2500–3800 л.н.; наиболее часто повторяющаяся дата 3200 л.н.).

В результате проведенных работ в пределах Быстринской и Камчатской депрессий автором были изучены полные ППЧ, которые могут служить опорными разрезами для голоценовых отложений этого района. Впервые были обнаружены и изучены Начикинский, Малкинский и Мильковский торфяники, а также супесчаный разрез в пос. Лазо. Проведено изучение новых разрезов ППЧ в поселках Козыревск и Ключи, что позволило более точно идентифицировать содержащиеся в них горизонты пеплов. Маркирующие прослои пеплов ряда крупнейших извержений Камчатских вулканов последних 10 000–12 000 лет были идентифицированы, скоррелированы и прослежены на протяжении 500-километрового профиля ЦКД. Полученные знания о распространении маркирующих пеплов в пределах ЦКД позволили автору приступить к изучению ППЧ южной части Срединного хребта Камчатки.

## 4.2. Строение и возраст ППЧ южной части Срединного хребта

### 4.2.1. Опорные разрезы

Полученные данные по строению разрезов ЦКД дали возможность «углубиться» в Срединный хребет и при этом «не потерять» маркирующие прослои. И, прежде чем перейти к рассмотрению сводных разрезов вблизи голоценовых центров, рассмотрим еще два профиля (субмеридианальный и субширотный), проложенных через южную часть Срединного хребта (рис. 4.6). Многочисленные торфяники исследуемого района отличаются как по времени начала торфообразования, так и по количеству сохранившихся в них погребенных пеплов. В качестве эталонных — как и раньше — рассматриваются те, которые начали образовываться в раннем голоцене и содержат максимум визуально различимых горизонтов тефры, в том числе транзитной. Вулканы-источники, возрасты извержений и индексы маркирующих тефр приведены в табл. 4.1. Для данной территории в качестве эталон-

ных используются торфяники пос. Мильково, верховьев рек Кенсол, Облуковины и Кирганик (разрезы 1, 2, 9 и 10 см. на рис. 4.6 и ниже на рис. 4.7 и 4.8).

Для идентификации транзитных маркирующих пеплов в разрезах южной части Срединного хребта работы были начаты, опираясь на строение Мильковского торфяника (см. раздел 4.1.1), чтобы методом непрерывного прослеживания выяснить, какие из уже известных пеплов отлагались в ППЧ южной части Срединного хребта.

**Торфяник Кенсол** (рис. 4.7, разрез 2) расположен в восточных предгорьях хребта на водоразделе рек Кенсол и Шаромской. Мощность торфа около 2,5 м. Подошва торфа залегает на алевритах, обогащенных дресвой коренных пород, и имеет возраст порядка 9000 лет. В шурфе было обнаружено десять горизонтов вулканических пеплов (табл. 4.2). Сравнение датировок оснований разрезов 1 и 2 (Мильковский и Кенсол) позволяет оценить разницу во времени начала торфообразования (около 900 лет) в долине (абс. отм. 150 м) и в низкогорьях (абс. отм. 600 м).

Сразу несколько разрезов описано в приводораздельной части хребта (бассейны рек Кирганик и Облуковина).

**Разрез 9** (рис. 4.8; см. табл. 4.2) расположен в верховьях правых притоков р. Облуковины и представляет собой сводный разрез из торфяника (разрез 9а) и ППЧ в озерных отложениях (разрез 9б) на перевале Чунгнута, а также ППЧ с оторфованными почвами (разрез 9в) в верховьях р. Богдановской. В основании разрезов 9а и 9б вскрывается пепел субкальдерного извержения вулкана Хангар (индекс ХГ) с сильно завышенной мощностью (80 см видимая), который является водоносным горизонтом. Межпепловые горизонты точки 9а представлены слабо разложившимся осоковым торфом (его мощность над пеплом ХГ около 90 см).

В разрезе 9б интервалы между пеплами КС<sub>1</sub> (пепел последнего кальдерообразующего извержения вулкана Ксудац) и ХГ представлены озерными отложениями, выше пепла КС<sub>1</sub> — сильно гумусированными почвами. Интересно, что разрез 9б, располагаясь не далее, чем в 50 м от разреза 9а, содержит пепел, широко представленный в самом верху ППЧ южной части Срединного хребта, но никогда не встречающийся в торфяниках этого района: в 2 см от дневной поверхности, практически сразу под дерниной залегает 1–2-сантиметровый серый тонкий пепел АВ1926 г., выпавший в этом районе в результате извержения вулкана Авачинского в 1926 г. [Мелекесцев,

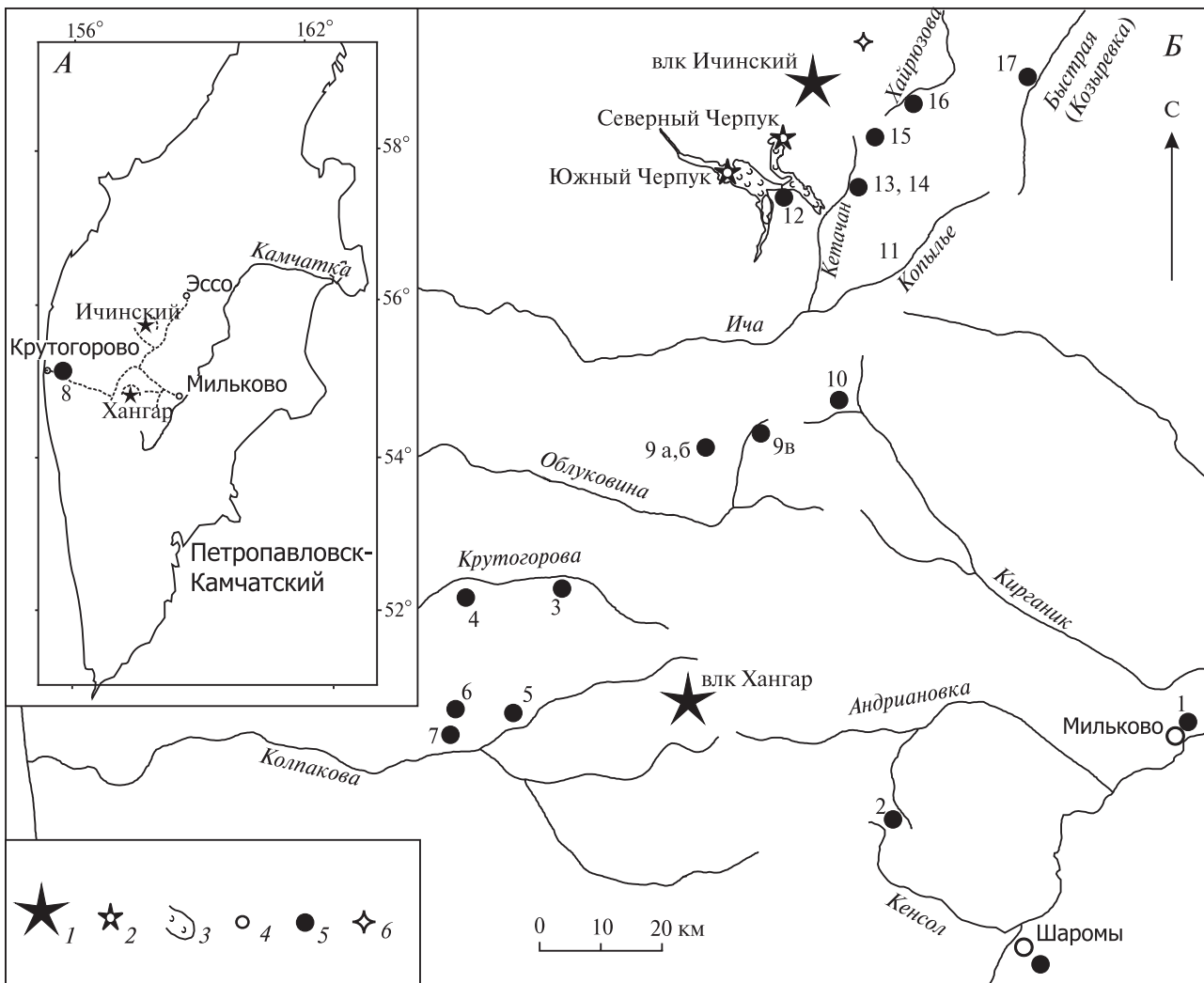


Брайцева и др., 1994]. Почему этот пепел не сохраняется в торфе пока не ясно. Однако этот факт уже не позволяет считать торфяники *абсолютно* идеальными объектами для тефростратиграфического исследования.

Еще одной интересной находкой в разрезе 9б оказалось погребенное кострище древнего человека: углистое пятно диаметром около 20 см с хорошо сохранившимися мелкими угольками, встречено в 3-сантиметровом интервале между пеплами ОП (пепел субкальдерного извержения кратера Бараний Амфитеатр на вулкане Опала с возрастом около 1500 лет) и КС<sub>1</sub> с возрастом 1800 лет. То, что дрова, давшие угли, были специально принесены в это место, сомневаться не

приходится, так как даже в настоящее время Чунгнута представляет собой довольно широкий незалесенный перевал с небольшими озерами в своей верхней точке (рис. 4.9, А). Стратиграфическое же положение кострища (над пеплом КС<sub>1</sub>) показывает, что костер развели на песке прямо у воды, так как озеро совсем недавно отступило с этого места (см. разрез 9б).

Разрез 9в имеет мощность около 90 см (из них 20 см приходится на пепел ХГ) и залегает на отложениях древнего обвала. Ниже пепла ХГ межпепловые интервалы представлены слабо гумусированными слабосуглинистыми почвами и супесями, а выше пепла ХГ — оторфованными почвами. Пепел АВ1926 г. в разрезе присутствует.



**Рис. 4.6.** Схематическая карта точек наблюдения по продольному и поперечному профилям южной части Срединного хребта

А — схема маршрутов; Б — местоположение разрезов.

1 — действующие вулканы Срединного хребта; 2 — шлаковые конусы; 3 — лавовые потоки; 4 — населенные пункты; 5 — разрезы; 6 — местоположение разреза, представленного на рис. 4.10, Б

Все вышеперечисленные разрезы были вскрыты шурфами.

**Разрез 10** — последний, наиболее полный эталонный разрез был изучен как в шурфе, так и в естественном обнажении, представленном торфяным обрывом речной террасы, подмываемым рекой на слиянии ручьев Лугового и Золотого (верхние правые притоки р. Кирганик) (см. рис. 4.9, Б). Мощность этого разреза (см. рис. 4.8) — 1,5–1,7 м. Подошва торфа залегает на речном аллювии и датируется около 7400 лет. В шурфе удалось пройти толщу торфа лишь до кровли пепла ХГ, который оказался водоносным горизонтом и вскоре шурф был затоплен. В речном обрыве вскрывалась и подошва пепла ХГ, а также 6–8 сантиметровой слой торфа под ней. Однако нижняя треть торфяника в обрыве имеет следы водного переотложения материала и автор не совсем уверен в идентификации самого нижнего пеплового прослоя, представленного линзами. Всего в разрезе 10 выделено 11 горизонтов погребенных пеплов (см. табл. 4.2).

Таким образом, по результатам изучения полных голоценовых разрезов в восточных предгорьях (разрез 2) и на оси хребта (разрезы 9 и 10) были выделены основные тefростратиграфические реперы для ППЧ южной части Срединного хребта (см. табл. 4.2). Наиболее мощный (10–20 см и более) маркирующий горизонт представлен пеплом ХГ с возрастом около 6900 лет (субкальдерное извержение вулкана Хангар) [Базанова, Певзнер, 2001; Мелекесцев и др., 1996] — он встречается во всех разрезах района, которые начали формироваться в раннем голоцене. Безошибочно диагностировать пепел ХГ в разрезах, удаленных на многие десятки километров к северу и востоку от вулкана Хангар, позволяет совокупность его неизменных характеристик: значительная мощность, сравнительно грубая размерность, дацитовый состав тefры и наличие в ней биотита.

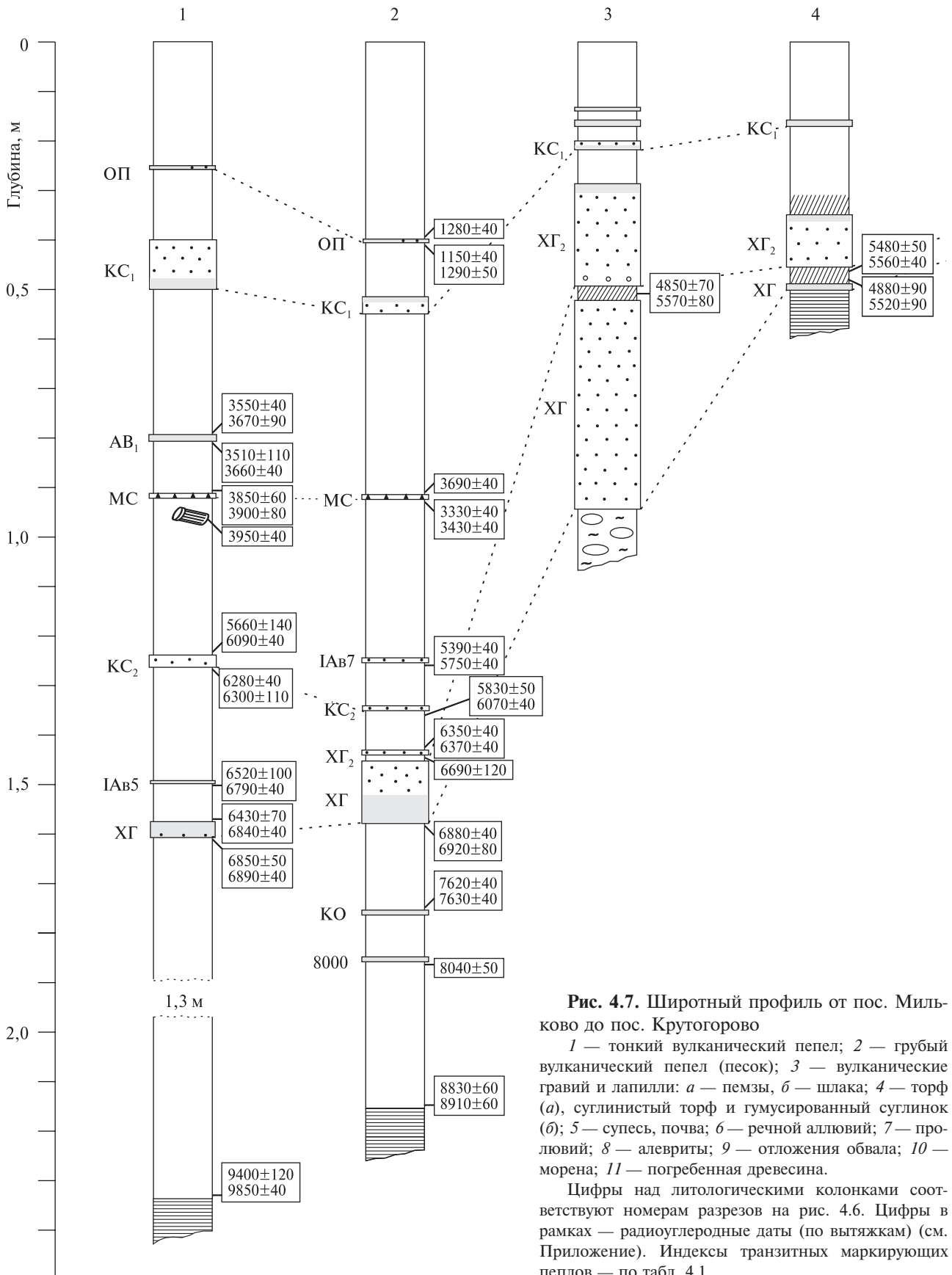
Следующий по значимости маркер — горизонт КС<sub>1</sub> с возрастом около 1800 лет, образованный в результате последнего кальдерообразующего извержения вулкана Ксудач на Южной Камчатке [Брайцева и др., 1995; Braitseva et al., 1997], — это самый мощный транзитный пепел, выпадавший в южной части Срединного хребта. Не вызывает сомнения присутствие этого пепла в разрезах Центральной Камчатской депрессии (поселки Мильково и Шаромы), а также в восточных предгорьях Срединного хребта (торфяник Кенсол), где он имеет характерное двучленное строение [Брайцева и др., 1995]: обычно

вверху серый тонкий пепел, внизу — палево-желтый вулканический песок.

Радиоуглеродные датировки, полученные для горизонта КС<sub>1</sub> в разрезах 9 и 10 (см. рис. 4.8), близки к рассчитанному ранее [Брайцева и др., 1995] среднему возрасту этого извержения (около 1800 лет). В разрезах вдоль оси хребта КС<sub>1</sub> представлен пеплом тонкого гранулометрического состава, но отсутствие в нем биотита и характерный внешний вид (обычно палево-серый цвет и часто двучленное строение) позволяют отличать его как среди пеплов Срединного хребта, так и среди других транзитных пеплов близкого стратиграфического уровня. Однако вещественный состав пепла (табл. 4.3, образцы № 3 и 4) плохо согласуется с многочисленными данными, полученными для пироклаستيку этого извержения [Брайцева и др., 1995]: в Срединном хребте пепел, визуальнo идентифицируемый как КС<sub>1</sub>, имеет более основной состав и содержит больше К<sub>2</sub>О. При более детальных исследованиях выяснилось, что вблизи оси хребта горизонт пепла КС<sub>1</sub> выклинивается. В разрезах, расположенных вблизи Хангара, КС<sub>1</sub> замещается тонким пеплом вулкана Авачинского с возрастом 2200–2400 лет [Базанова и др., 2003], а в разрезах вблизи Ичинского вулкана — тонким пеплом вулкана Безымянного с возрастом ~1900 лет [Ропомагева et al., 2015]. Внешне же эти три пепла в описанных разрезах выглядят очень похоже и занимают близкий стратиграфический интервал. В связи с вышеизложенным, для обсуждаемой территории использовать эти пеплы в качестве геохронологических реперов можно только при грубом стратиграфическом расчленении разрезов и обязательно при проведении химического анализа вещества.

Пепел извержения Молодого конуса Авачинского вулкана АВ1926 г. очень хорошо прослеживается в верхней части ППЧ (только не в торфяниках!) почти до широты конуса Южный Черпук. По историческим данным, этот пепел выпадал в 1926 г. и значительно севернее [Мелекесцев, Брайцева и др., 1994], однако из-за малой мощности этот горизонт перестает прослеживаться в погребенном виде.

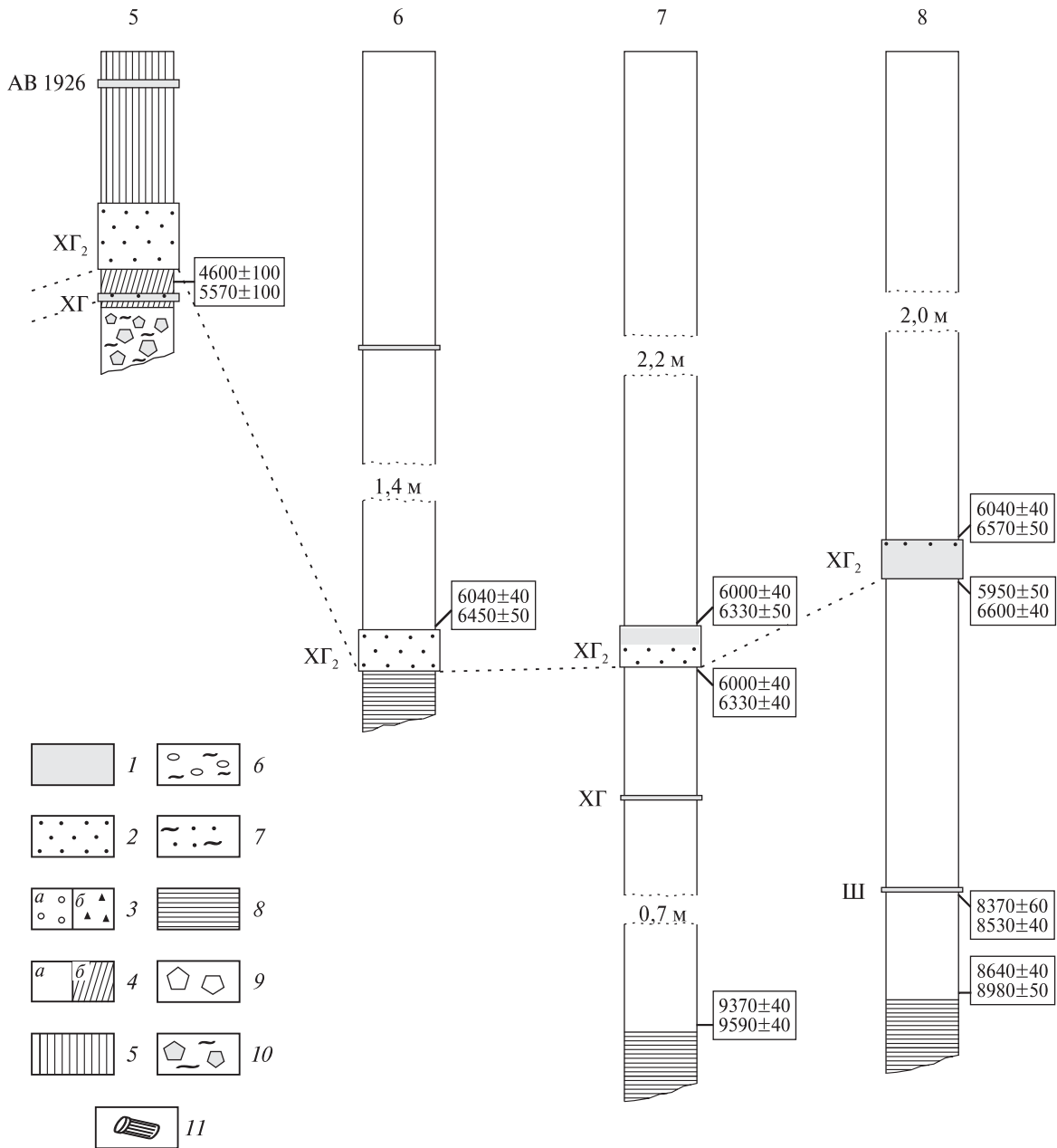
В восточных предгорьях и приводораздельной области южной части хребта приблизительно до широты р. Ичи геохронологическими реперами служат пеплы вулканов: Малый Семячик (МС) с возрастом 3900–4000 лет [Брайцева и др., 1980], Ксудач (КС<sub>2</sub>) с возрастом 6000 лет [Мелекесцев и др., 1995; Braitseva et al., 1997] и Авачинский (IAB7) с возрастом 5700 лет [Брайцева и др., 1998].



**Рис. 4.7.** Широтный профиль от пос. Мильково до пос. Крутогурово

1 — тонкий вулканический пепел; 2 — грубый вулканический пепел (песок); 3 — вулканические гравий и лапилли: а — пемзы, б — шлака; 4 — торф (а), суглинистый торф и гумусированный суглинок (б); 5 — супесь, почва; 6 — речной аллювий; 7 — пролювий; 8 — алевриты; 9 — отложения обвала; 10 — морена; 11 — погребенная древесина.

Цифры над литологическими колонками соответствуют номерам разрезов на рис. 4.6. Цифры в рамках — радиоуглеродные даты (по вытяжкам) (см. Приложение). Индексы транзитных маркирующих пеплов — по табл. 4.1



Однако перечисленные пеплы в описываемом районе представлены горизонтами малой мощности в связи с выклиниванием ареалов их распространения. Обнаружить и идентифицировать их можно лишь в торфяниках идеальной сохранности. В супесчаных же ППЧ они обычно не выделяются.

Горизонт ЮЧ, образовавшийся в результате извержения шлакового конуса Южный Черпук (см. главу 3) на юго-западном подножии Ичинского вулкана (см. рис. 4.6, Б), встречается в разрезах приводораздельной части хребта от верховьев р. Облуковины на юге до верховьев

р. Быстрой (Хайрюзовой) на севере (см. рис. 4.8, разрезы 9–16). По мере приближения к источнику извержения горизонт значительно увеличивается в мощности, приобретает грубый (до лапилли шлака) гранулометрический состав (см. рис. 4.8, разрез 12).

Шлак извержения конуса Северный Черпук (СЧ) (см. главу 3), расположенного на юго-юго-западном подножии Ичинского вулкана (см. рис. 4.6, Б), прослеживается в разрезах от среднего течения р. Кетачан на юге до верховьев рек Быстрой (Хайрюзовой) и Быстрой (Козыревки) на севере (см. рис. 4.8, разрезы 13–17).

Таблица 4.2. Погребенные пеплы в эталонных торфяниках южной части Срединного хребта

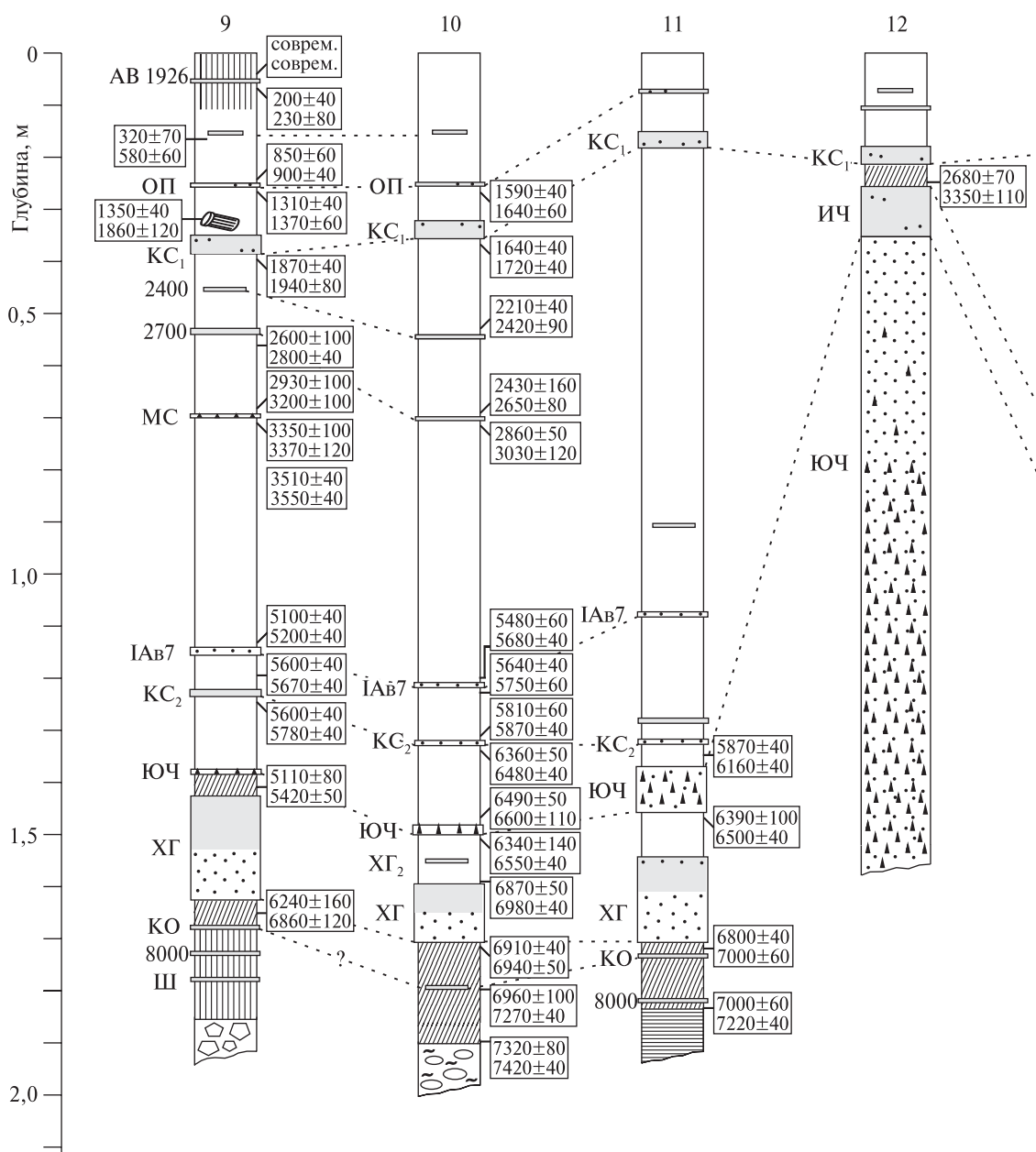
Номер п/п	Индекс пепла	Источник извержения	Округленный <sup>14</sup> C возраст, лет	Номер разреза на рис. 4.6	Мощность, см
1	Ав 1926	Авачинский	1926 г.	9	1–2
2	ХГ	Хангар	400	9	Линзы до 0,1
3	ХГ (?)	“	400	10	Единичные линзы до 0,5
4	ОП	Бараний Амфитеатр на вулкане Опала	1500	1	Линзы 0,3–1
5	ОП	То же	1500	2	Линзы 0,2–0,8
6	ОП	“	1500	10	0,2–0,4
7	ОП (?)	“	1500	9	Линзы 0,2–0,4
8	КС <sub>1</sub>	Ксудач	1800	1	8–11
9	КС <sub>1</sub>	“	1800	2	До 5
10	КС <sub>1</sub>	“	1800	9	1–4
11	КС <sub>1</sub>	“	1800	10	2–3
12	2400	?	2400	10	0,3–0,5
13	2400	?	2400	9	Линзы до 0,1
14	2700	?	2600–2800	9	1,5–2
15	2700	?	2600–2800	10	0,4
16	АВ <sub>1</sub>	Авачинский	3500	1	1,5–2
17	АВ <sub>1</sub> (?)	“	3500	2	Неясные примазки
18	МС	Малый Семячик	3900–4000	1	Линзы до 0,4
19	МС	То же	3900–4000	2	0,5–0,7
20	МС	“	3900–4000	9	0,5 раздувами до 3
21	IAв7	Авачинский	5700	2	0,3
22	IAв7	“	5700	9	0,4–0,5
23	IAв7	“	5700	10	0,5–1
24	КС <sub>2</sub>	Ксудач	6000	1	2–4
25	КС <sub>2</sub>	“	6000	2	0,5–0,8
26	КС <sub>2</sub>	“	6000	9	0,1–0,2
27	КС <sub>2</sub>	“	6000	10	0,5–1
28	ЮЧ	Южный Черпук	6500*	9	1
29	ЮЧ	То же	6500	10	1–2
30	IAв5	Авачинский	6500	1	0,2–2
31	ХГ <sub>2</sub>	Хангар	6600	2	До 0,7
32	ХГ <sub>2</sub>	“	6600	10	Единичные линзы до 0,2
33	ХГ	Хангар	6900	1	3–5
34	ХГ	“	6900	2	10–11
35	ХГ	“	6900	9	21–23
36	ХГ	“	6900	10	11–13

Описание пепла
Темно-серый и дымчато-серый тонкозернистый вулканический песок
Светло-палевый тонкий пепел с биотитом
Светло-серый тонкий пепел
Сливочно-белый тонкозернистый вулканический песок с примесью мелкозернистого, с биотитом
Светло-светло-палевый, сливочный мелко-тонкозернистый вулканический песок с биотитом
Светло-палевый, светло-серый тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка
Палево-белый, светло-палевый мелко-тонкозернистый вулканический песок с биотитом
Верхние две трети слоя — преимущественно палевый мелко-, средне- до крупнозернистого вулканический песок; нижняя треть — преимущественно серый тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка
Сизовато-палевый, серый тонкозернистый вулканический песок, в нижней части — с примесью мелкозернистого
Палево-коричневатого-серый тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка
Серовато-палевый тонкий пепел
Палево-светло-серый тонко-мелкозернистый вулканический песок со светлыми и темными зернами
Светло-палевый тонкий пепел
Темно-палевый, палево-серый тонкий пепел
Светло-палевый тонкий пепел
Кремове-светло-серый тонкий пепел
Светлый тонкий пепел
Коричневатый среднезернистый вулканический песок с темными, светлыми и красными зернами
Коричневатого-темно-серый мелко-среднезернистый вулканический песок с красными и белыми зернами
Ржаво-черный мелкозернистый вулканический песок с примесью среднезернистого
Грязно-белый средне-мелкозернистый вулканический песок с темными и светлыми зернами
Палевый мелко-среднезернистый вулканический песок
Палевый мелко-среднезернистый вулканический песок с примесью крупнозернистого с темными зернами
Палево-светло-серый средне-крупнозернистый вулканический песок с примесью тонко- и мелкозернистого
Серовато-грязно-белый крупнозернистый вулканический песок с примесью мелко- и среднезернистого, с белыми и темными зернами
Палевый тонко- и мелкозернистый вулканический песок
Палевый мелко- и среднезернистый вулканический песок с единичными зернами крупнозернистого, с темными зернами
Коричневатого-темно-серый мелко-среднезернистый вулканический песок (шлак)
Черный разнозернистый вулканический песок (от мелко- до грубозернистого) (шлак)
Палево-светло-серый, розовато-белый тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка
Грязно-белый мелкозернистый вулканический песок с обильным содержанием биотита
Светло-палевый тонкий пепел
Светло-светло-серый до белого тонкий пепел, по подошве — с примесью мелкозернистого вулканического песка, с биотитом
Вверху — грязно-белый стратифицированный уплотненный тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка. Внизу — голубовато-светло-светло-серый уплотненный тонкозернистый вулканический песок с биотитом
Вверху — розовато-палевый уплотненный тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка. Внизу — палево-желтый крупнозернистый вулканический песок нормальной стратификации с примесью средне- и грубозернистого, с биотитом
Верхняя четверть — палево-светло-серый тонкий пепел с примесью мелкозернистого вулканического песка. Подошва слоя — палевый, светло-желтый разнозернистый (от мелко- до грубозернистого) вулканический песок с включениями мелкого гравия пемзы до 0,3 см. Слой содержит биотит, большое количество темных зерен, изредка мелкие обломки измененных пород

Таблица 4.2. Окончание

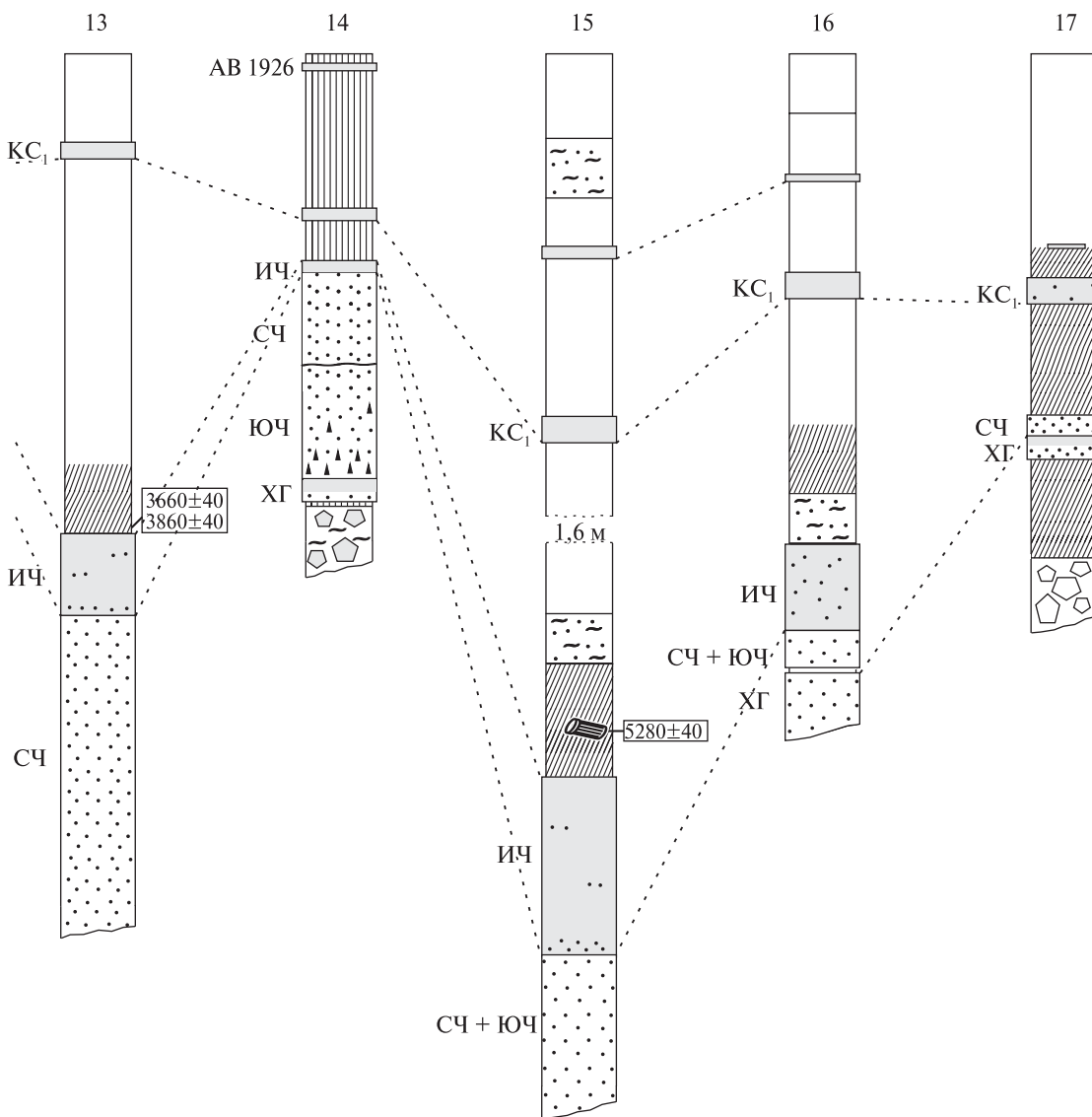
Номер п/п	Индекс пепла	Источник извержения	Округленный <sup>14</sup> C возраст, лет	Номер разреза на рис. 4.6	Мощность, см
37	КО	Кальдера Курильского озера	7600	2	0,2-2
38	КО	То же	7600	9	0,5-0,9
39	КО (?)	“	7600	10	Линзы до 0,7
40	8000	?	8000	2	0,2
41	8000	?	8000	9	Линзы до 0,1
42	Ш	Шивелуч	8300	9	Линзы до 1

\* В связи с тем, что в разрезах шлаки Южного и Северного Черпуков залегают без перерыва, возраст 6500 лет получен по торфам, подстилающим и перекрывающим общую пачку тефры ЮЧ + СЧ. Соответственно, полученный возраст в равной степени относится как к извержению ЮЧ, так и СЧ.



Описание пепла
Ярко-белый, светло-сливочный тонкозернистый вулканический песок
Светло-палевый яркий тонкий пепел
Светло-палевый тонкий пепел
Светло-палевый тонкий пепел
Розовато-палевый тонкий пепел
Зеленовато-палевый тонкий пепел

*Примечание.* Пепел слоя 39 относится к извержению КО предположительно, а пеплы слоев 40 и 41 выделяются в одно извержение только на основании полученных тефростратиграфических данных (см. в тексте).



**Рис. 4.8.** Меридиональный профиль от верховьев р. Облуковины до верховьев р. Быстрой (Козыревки)  
 Условные обозначения см. на рис. 4.7.  
 В точке 9 межпепловые интервалы увеличены в 1,5–2 раза





**Рис. 4.9.** Торфяники на перевале Чунггута (А) и при слиянии ручьев Лугового и Золотого в верховьях р. Кирганик (Б). Фото автора

Таблица 4.3. Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в пеплах, встречающихся в ППЧ южной части Срединного хребта

Номер п/п	Индекс пепла	Округленный $^{14}\text{C}$ возраст, лет	Номер		Оксиды														Сумма
			разреза на рис. 4.6	полевой	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$				
1	АВ 1926	1926 г.	9	97022/1	56,49	0,84	19,88	2,93	4,13	0,13	4,55	6,69	3,59	0,63	Не опр.	100,02			
2	ОП	1500	9	97022/2	71,76	0,54	16,06	Не опр.	2,27	0,09	0,58	2,00	3,71	3,00	0,16	100,01			
3	КС <sub>1</sub>	1800	9	97022/3	62,35	0,18	19,67	2,21	2,53	0,11	1,72	6,01	3,42	1,52	0,30	100,02			
4	КС <sub>1</sub>	1800	10	98057в/5	64,47	0,42	16,58	1,19	1,94	0,12	3,96	6,07	3,63	1,44	0,19	100,01			
5	КС <sub>1</sub>	1800	*	86013/4	69,05	0,83	15,10	0,29	3,50	0,09	1,87	3,42	4,33	1,28	0,22	99,98			
6	2400	2400	10	98057в/6	59,49	1,06	20,24	0,85	3,20	0,16	2,25	8,14	3,89	0,72	Не опр.	100,00			
7	2700	2600–2800	9	97022/4	57,37	0,68	21,53	2,71	3,40	0,11	2,35	7,56	3,57	0,72	Не опр.	100,00			
8	АВ <sub>1</sub>	3500	1	98024/1	58,41	0,76	19,02	3,80	2,59	0,11	2,76	8,29	3,45	0,59	0,22	100,00			
9	АВ <sub>1</sub>	3500	*	86013/2	59,30	0,98	18,96	Не опр.	5,51	0,13	2,81	7,86	3,35	0,71	0,39	100,00			
10	МС	3900–4000	1	98024а/2	56,89	0,82	21,46	0,55	5,18	0,16	2,17	9,68	2,32	0,77	Не опр.	100,00			
11	МС	3900–4000	*	86013/3	55,45	0,83	20,46	1,21	5,88	0,14	3,54	8,55	2,57	1,08	0,29	100,00			
12	МС	3900–4000	9	97024/3	55,43	1,39	19,17	9,65	Не опр.	0,13	3,71	7,12	2,33	1,06	Не опр.	99,99			
13	ІАВ7	5700	9	97024/4	64,31	0,87	16,93	1,05	2,97	0,19	3,30	6,14	3,36	0,87	Не опр.	99,99			
14	КС <sub>2</sub>	6000	1	98024/2	60,68	0,89	17,48	4,38	4,08	0,26	1,67	5,78	4,07	0,71	Не опр.	100,00			
15	КС <sub>2</sub>	6000	*	86013/6	59,56	0,99	18,49	0,99	6,26	0,22	2,29	6,17	3,93	0,74	0,35	100,00			
16	КС <sub>2</sub>	6000	9	97024/5	63,90	1,08	18,68	0,22	3,63	0,13	0,68	6,72	4,25	0,71	Не опр.	100,00			
17	ІЧ	6500	–	97034/3	62,07	0,72	18,77	3,28	2,70	0,09	2,02	4,37	3,69	2,13	0,15	99,99			
18	ІЧ	6500	–	97034/2	62,56	0,68	18,71	2,94	2,28	0,09	1,95	4,52	3,86	2,27	0,15	100,01			
19	СЧ	6500	–	6449/17	61,17	0,70	16,40	3,60	2,60	0,32	3,22	6,04	3,62	2,05	0,27	99,99			
20	СЧ	6500	–	6449/2г	60,56	0,72	15,91	3,69	3,33	0,15	2,70	7,03	3,79	1,95	0,16	99,99			
21	ЮЧ	6500	9	97024/1	52,12	1,95	24,60	2,52	3,39	0,10	2,16	8,72	3,46	0,98	Не опр.	100,00			
22	ЮЧ	6500	10	98057в/1	50,53	1,55	20,96	5,84	5,76	0,16	2,31	8,28	3,61	1,02	Не опр.	100,02			
23	ІАВ5	6500	1	98024а/1	67,72	0,41	17,01	0,43	2,37	0,19	1,57	5,46	3,83	1,00	Не опр.	99,99			
24	ХГ <sub>2</sub>	6600	8	98052/3	70,78	0,38	13,53	2,14	1,03	0,05	1,55	3,71	4,34	2,42	0,04	99,97			
25	ХГ	6900	9	97022/6	67,19	0,22	18,55	2,23	1,06	0,10	0,98	3,33	4,15	2,19	Не опр.	100,00			
26	ХГ	6900	9	97022/7	63,89	0,21	19,90	2,63	1,53	0,10	1,49	5,05	3,94	1,27	Не опр.	100,00			
27	КО	7700	9	97022/8	68,20	0,40	20,11	1,17	2,02	0,06	0,63	2,42	3,51	1,51	Не опр.	100,03			

Таблица 4.3. Окончание

Номер п/п	Индекс пепла	Округленный $^{14}\text{C}$ возраст, лет	Номер		Оксиды											
			разреза на рис. 4.6	полевой	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	Сумма
28	Ш	8300	9	97022/9	58,01	0,38	20,89	1,35	3,76	0,12	3,40	7,17	3,76	1,18	Не опр.	100,02
29	Ш	8300	8	98052/2	61,40	0,63	16,23	2,21	2,15	0,13	5,25	6,23	4,41	1,30	0,04	99,98

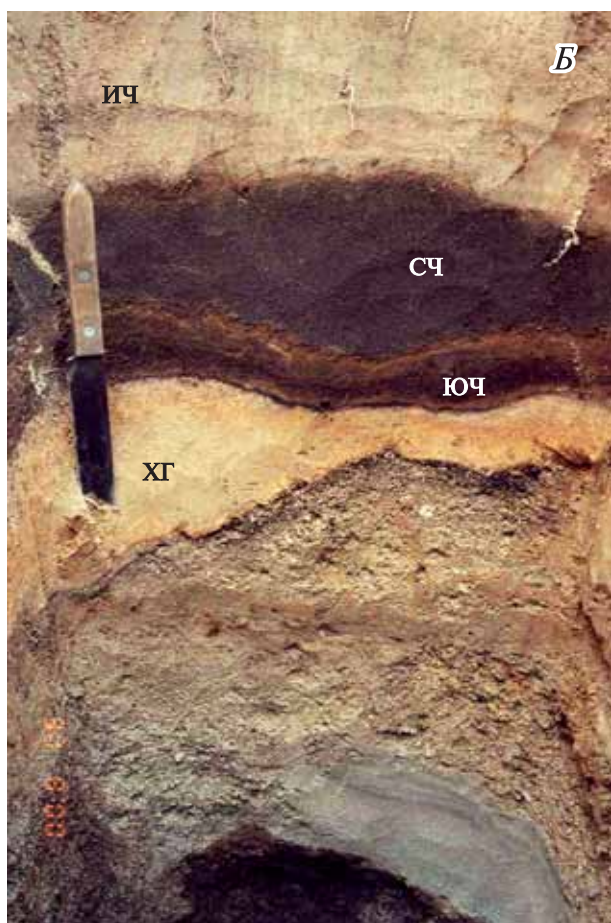
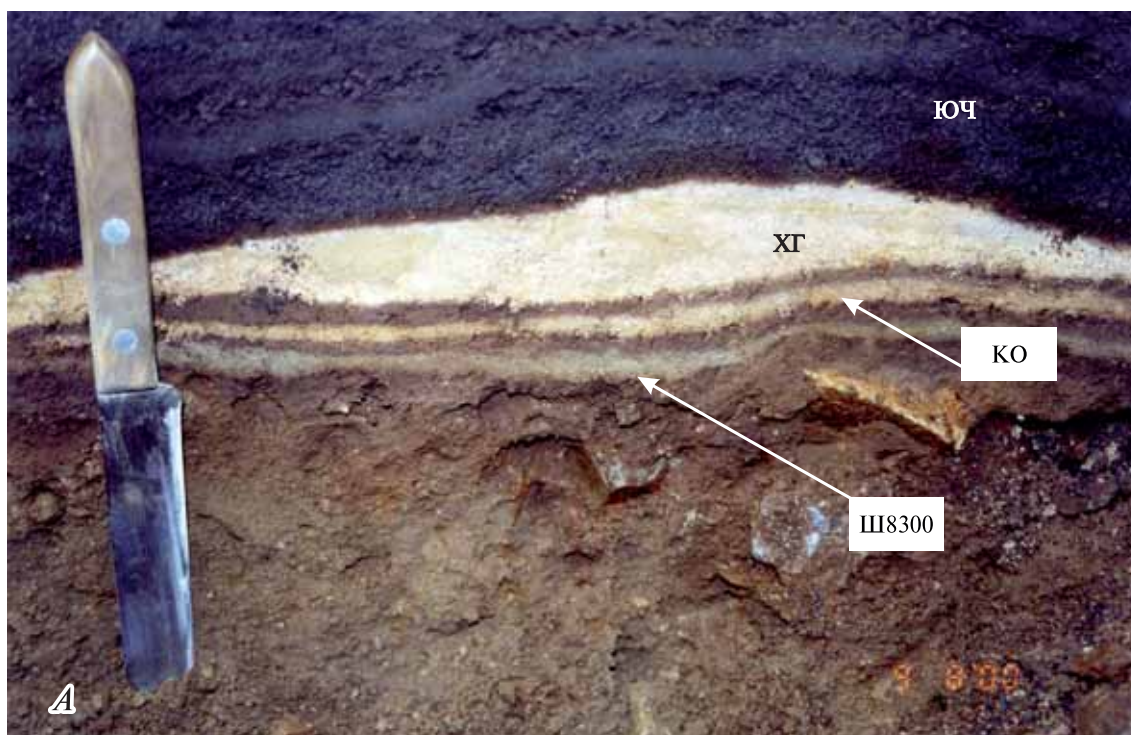
*Примечание.* Разрез со значком \* — торфяник рядом с пос. Шаромы (см. рис. 4.6, Б), химанализы выполнены в химической лаборатории ИВ ДВО РАН; остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН методом «мокрой химии». Химанализы для оглозений ИЧ и шлаков СЧ приводятся по статье [Певзнер и др., 1999] с учетом новых представлений о тифростратиграфии района исследований. Все химанализы пересчитаны на безводный остаток. В качестве материала для анализа использовались преимущественно тонкие и зернистые вулканические пеплы, которые в силу процессов золотой дифференциации не могут характеризовать породу в целом.

Даже в торфяниках, где скорость органогенного накопления максимально высока, шлаки ЮЧ и СЧ лежат без видимого перерыва (см. рис. 4.8, разрезы 15–16), лишь иногда со слабо выраженным несогласием (см. рис. 4.8, разрез 14). Обычно горизонты ЮЧ и СЧ представлены нерасчлененными, в разной степени стратифицированными шлаками и выглядят как единый маркирующий прослой. Незначительный — не поддающийся радиоуглеродному определению — временной интервал, разделяющий извержения Южного и Северного Черпука, позволяет оценить возраст единого маркирующего прослоя ЮЧ + СЧ около 6500 лет (подробнее см. раздел 4.2.2). В разрезах верховий рек Кетачан и Быстрой (Хайрюзовой) эти шлаки становятся наиболее значимым маркирующим горизонтом.

Извержение вулкана Хангар около 6600 лет назад [Базанова, Певзнер, 2001] представлено в ППЧ пеплом с индексом ХГ<sub>2</sub> (см. главу 3). Ось этого пеплопада была направлена на северо-запад, поэтому пепел ХГ<sub>2</sub> не играет сколько-нибудь заметной роли в строении разрезов к северу и востоку от вулкана Хангар. Однако к западу и северо-западу от него он превращается в главный маркирующий горизонт, в то время как пепел ХГ резко выклинивается вплоть до полного исчезновения (см. рис. 4.7, разрезы 3–8).

Пепел вулкана Шивелуч с возрастом около 8300 лет [Певзнер, 2003; Ponomareva et al., 2007] (индекс Ш) встречается в Срединном хребте лишь к северу от 55° с.ш. в самых древних голоценовых ППЧ: разрезы 8 (см. рис. 4.7) и 9 (см. рис. 4.8). Отсутствие в этом пепле биотита и исключительно характерный внешний вид (зеленоватопалевый тонкий пепел) позволяют использовать этот горизонт в качестве надежного маркера в районе Ичинского вулкана и далее к северо-востоку от него (рис. 4.10, А).

Маркирующий пепел ОП с возрастом около 1500 лет принадлежит извержению кратера Бараний Амфитеатр на вулкане Опала [Мелекесцев и др., 1996; Braitseva et al., 1997]. Он широко применяется для тифростратиграфического расчленения ППЧ Центральной Камчатской депрессии и Восточной вулканической зоны. Использовать его в разрезах рассматриваемого района нежелательно в связи со сходным химическим и минералогическим составом маркиранта (высококалийный дацит, содержащий биотит) и «местных» пеплов. Горизонт ОП имеет здесь малую мощность и может быть перепутан с пеплами молодых извержений вулканов Срединного хребта.



**Рис. 4.10.** Фрагменты почвенно-пирокластических чехлов на подножии Ичинского вулкана. *Фото автора*

А — в 10 км от шлакового конуса Южный Черпук, видна подошва мощных шлаков ЮЧ, ниже — маркирующие прослойки пеплов вулканов Хангар (ХГ), кальдеры Курильского озера (КО) и вулкана Шивелуч (Ш8300);

Б — на северном подножии Ичинского вулкана, р. Галдавить: тфра извержений ЮЧ, СЧ, ИЧ залегает без видимого перерыва

Все остальные пеплы, встреченные в вышеописанных торфяниках, пока не могут быть использованы в качестве надежных геохронологических реперов для исследуемого района, поскольку встречаются локально и обычно в виде маломощных труднораспознаваемых прослоев. К ним относятся: пепел КО (7600), принадлежащий извержению кальдеры Курильского озера [Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2004; Zaretskaia et al., 2007] (см. рис. 4.10, А); пеплы Авачинского вулкана АВ<sub>1</sub> с возрастом 3500 лет [Braitseva et al., 1997] и IАв5 с возрастом 6500 лет [Брайцева и др., 1998]; пеплы неизвестных источников с возрастaми около 2400 (Авачинский?, Безымянный?), 2600–2800 и 8000 лет. Далее в тексте раздела трем последним присвоены индексы соответственно 2400, 2700 и 8000.

#### 4.2.2. Некоторые особенности радиоуглеродного датирования торфяников

При радиоуглеродном датировании некоторых торфяников, рассмотренных в разделе 4.2.1, были выявлены отдельные случаи омоложения датировок: иногда на сотни, иногда — на первые тысячи лет.

Так, например, для тefры МС, имеющей установленный возраст 3900–4000 лет [Брайцева и др., 1980], в разрезе 2 (см. рис. 4.7) даты оказались омоложены на 300–600 лет, а в разрезе 9 (см. рис. 4.8) — на 500–600 лет; для тefры ОП с возрастом 1500 лет [Braitseva et al., 1997] — на 200–350 лет; одна из щелочных вытяжек, полученная по образцу торфа под пеплом IАв7 с возрастом 5700 лет [Брайцева и др., 1998] (см. рис. 4.7, разрез 2), омоложена на 300 лет.

Ботанический анализ образцов, отобранных из этих разрезов на радиоуглеродное датирование, выполненный О.Н. Успенской (ПГО «Торфгеология»), показал значительное содержание в них макроостатков осоки *Carex cryptocarpa*. Такие осоковые торфа при радиоуглеродном датировании могут давать возрасты, омоложенные на несколько сотен лет [Zaretskaia et al., 2001]. Это омоложение вызвано проникновением длинной корневой системы вышеназванной осоки в более древние стратиграфические уровни торфяного разреза, разрастанием их там и, соответственно, внесением в погребенные органогенные горизонты заметных количеств

относительно более молодого углерода. По данным исследований, приводимых в этом разделе, реальное омоложение радиоуглеродных датировок за счет «эффекта осоки» может достигать 600 лет.

Летом 1997 г. была предпринята попытка изучить и продатировать моногенное вулканическое образование Южный Черпук (см. рис. 4.6, Б), представленное крупным шлаковым конусом и трехлопастным лавовым потоком.

На южном берегу оз. Арбунат, в непосредственной близости от фронта восточной лопасти лавового потока Южный Черпук, в торфяном шурфе была вскрыта кровля мощных шлаков этого извержения (см. рис. 4.8, разрез 12). Из основания торфа была получена дата 3350±110 (ГИН-9287). Слабая тefростратиграфическая изученность района, близкий химический состав шлаков Южного Черпука (базальт) и Малого Семячика (базальт–андезит–базальт) (см. табл. 4.3 и табл. 3.2) и идеальная сходимости дат в разрезах 12 (где вскрыты шлаки ЮЧ) и 9 (где в средней части разреза обнаружен горизонт шлака МС) привели автора к ошибочному датированию извержения Южного Черпука в 3350 лет [Певзнер и др., 1999].

Детальное изучение ППЧ в районе распространения пепла Южного Черпука вынудило пересмотреть указанную датировку. Во всех разрезах, где тefра ЮЧ вскрывается полностью, подошва шлаков ложится с небольшим перерывом (а часто и без видимого перерыва) на маркирующий пепел ХГ (см. рис. 4.10), т.е. хронологически рассматриваемое извержение тяготеет к нижней части голоцена.

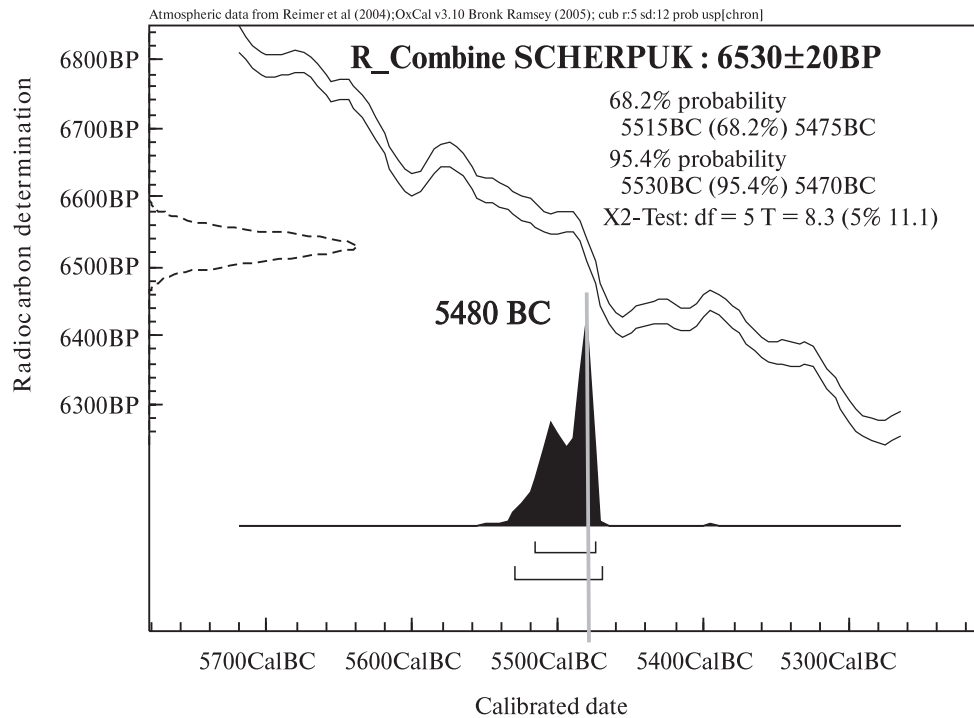
Кроме того, горизонт ЮЧ расположен стратиграфически ниже пепла КС<sub>2</sub> с возрастом 6000 лет (см. рис. 4.8, разрезы 9–11) и выше — пепла ХГ<sub>2</sub> с возрастом 6600 лет (см. рис. 4.8, разрез 10).

Таким образом, извержение Южного Черпука должно было произойти между 6000 и 6600 лет назад. Радиоуглеродное датирование подстилающих и перекрывающих тefру ЮЧ торфов в разрезах 10 и 11 (табл. 4.4) свидетельствует о том, что извержение произошло между 6340 и 6600 лет назад. Усредненный радиоуглеродный возраст, рассчитанный по компьютерной программе Оксфордского университета OxCal v.3.10 [Bronk Ramsey, 2005] по шести датам из табл. 4.4, составил 6530±20 ВР, что — при округлении — дает возраст извержения Южного Черпука около 6500 лет.

Таблица 4.4. Радиоуглеродные даты, использованные для подсчета возраста извержения Южный Черпук

Номер п/п	<sup>14</sup> C дата, лет	Датированная фракция	Номера	
			лабораторный	разрезов на рис. 4.6 и 4.8
<i>Над тефрой</i>				
1	6490±50	г1	ГИН-9812	10
2	6600+110	г2		
<i>Под тефрой</i>				
3	6340±140	г1	ГИН-9827	10
4	6550±40	г2		
5	6390±100	г1	ГИН-10445	11
6	6500±40	г2		

*Примечание.* Даты получены по щелочным вытяжкам из торфа: г1 — первая (холодная), г2 — вторая (горячая). Ниже (здесь и в табл. 4.5) представлено графическое значение комбинированного возраста (подобный тип графика детально рассмотрен в разделе 2.3.5 главы 2).



В нижней части табл. 4.4 показано также графическое выражение калиброванного значения даты  $6530 \pm 20$  BP (черные пики гистограммы). В правом верхнем углу графика — процентная вероятность тех или иных значений калиброванного возраста. Серая вертикальная линия, проведенная через вершину наиболее ярко выраженного пика до пересечения со шкалой абсолютного времени, показывает наиболее вероятную дату извержения 5480 BC (Before Christ — годы до рождения Христова). Более подробное описание графика калиброванного возраста см. раздел 2.3.5 главы 2.

В связи со слабой изученностью разрезов ППЧ в 1997 г. автором была допущена ошибка при датировании извержения Северного Черпука: свежий морфологический облик его лавового потока и шлакового конуса, невозможность расчленить шлаки Южного и Северного Черпука на периферии их распространения, практически полное отсутствие ППЧ на поверхности лавы, позволили предположить, что извержение произошло первые сотни лет назад [Певзнер и др., 1999]. Проводившиеся в 2000–2001 г. полевые работы по изучению эруптивной истории Ичинского вулкана показали (см. главу 3), что:

во-первых, шлаки Северного Черпука без перерыва (изредка с несогласием) ложатся на шлаки Южного Черпука; во-вторых, описанный в статье [Певзнер и др., 1999, с. 29, первый абзац] «двучленный тонкий пепел зеленовато-светлопалевого и серо-стального цвета», хоть и имеет сходный химический состав с продуктами извержения Северного Черпука, принадлежит извержению Ичинского вулкана (ИЧ) (см. рис. 4.10, Б).

Отложения крупнейшего голоценового извержения Ичинского вулкана имеют индекс ИЧ (см. главу 3); практически во всех разрезах они ложатся без видимого перерыва в кровлю шлаков СЧ (см. рис. 4.8, разрезы 13–16) и даже ЮЧ (см. рис. 4.8, разрез 12). Главным отличительным признаком пирокластики ИЧ является наличие пемзового материала и пластинок биотита, никогда не встречающихся в тefре СЧ и ЮЧ. Хотя все три рассматриваемых извержения ложатся в одну петрохимическую серию пород (см. табл. 4.3 и табл. 3.2), пирокластика ИЧ имеет андезидацитовый, СЧ — андезитовый, а ЮЧ — базальтовый составы. Поскольку даже в торфяниках между отложениями ЮЧ, СЧ и ИЧ ни разу не обнаружен перерыв, можно говорить о субсинхронном последовательном извержении трех центров: Южного Черпука, Северного Черпука и Ичинского вулкана. Таким образом, возраст этого «строеного» извержения можно оценить по датировкам, полученным для шлака Южного Черпука (см. табл. 4.4), т.е. около 6500 лет.

Однако датировки, полученные по подошве торфа в разрезах 12 и 13 (см. рис. 4.8) сразу над горизонтом ИЧ, показывают возраст моложе почти на 3000 лет. Значительный перерыв в торфонакоплении во время климатического оптимума допустить трудно. Подобное омоложение дат автор связывает с особенностями датируемого материала. Торф представляет собой плотный липкий суглинистый тонкодисперсный материал обычно светло-коричневого цвета. Подстилающие его отложения, представленные разнотельными песками ИЧ и разноразмерными шлаками СЧ и ЮЧ, очень сильно уплотнены, практически сцементированы. Их мощность в торфяниках значительно повышена по сравнению с мощностями тех же отложений в заверочных шурфах, сделанных не в торфе. Так, например, в разрезах 13 и 14 (см. рис. 4.8), опробованных на расстоянии 20 м друг от друга, мощность горизонта ИЧ различается в 10 раз.

Завышенная мощность пирокластических отложений в разрезах объясняется особенностями их отложения и консервации в озерно-болотных условиях. Эоловый привнос, вторичное водное переотложение и накопление свежесвыпавшего рыхлого шлака с окружавших озеро возвышенностей, а также, по-видимому, смешение с озерным илом *in situ* привели к резкому увеличению видимой мощности захороненной в озере пирокластики. О значительном содержании озерного ила в пирокластике косвенно свидетельствуют как цементация пирокластических отложений, так и неоправданно большие потери (до 20–30%) при химическом анализе этих шлаков. Плотные массивные отложения ИЧ, СЧ и ЮЧ в точках 12–15 (см. рис. 4.8) препятствуют нормальному дренированию торфа, в результате чего нижние слои торфа оказываются пересыщены водой.

В результате датирования по торфам вышеописанного типа возможно получение сильно омоложенных дат. В разрезе 15 (см. рис. 4.8) в толще такого торфа в 20 см над кровлей горизонта ИЧ был отобран образец погребенной древесины хорошей сохранности (ветка ольхи диаметром 2 см). Полученная по нему датировка около 5300 лет подтверждает то, что процесс органического накопления в этом возрастном интервале не прерывался на значительное время. Судя по этому образцу, присутствие в торфе современной воды оказывает омолаживающее воздействие на торф. Древесина, как более плотное и консолидированное вещество, этому влиянию либо не подвержена, либо подвержена в значительно меньшей степени. Дополнительным примером омоложенных значений, полученных по суглинистым торфам, служат даты по образцу, отобранному в разрезе 9 между пеплами ЮЧ и ХГ (рис. 4.8).

С аналогичным эффектом автор столкнулся в торфяниках на западной Камчатке при прослеживании пепла ХГ<sub>2</sub>. Во всех трех шурфах (см. рис. 4.7, разрезы 3–5) основания ППЧ подстилаются плотными, препятствующими нормальному дренированию отложениями. Даты оказываются омоложенными на 1–2 тыс. лет. Однако не всегда плотная подошва основания разреза приводит к перерождению торфа («суглинилизации»). Так, основания торфяников разрезов 6–8 (см. рис. 4.7) сложены нормальным торфом. По-видимому, это связано с тем, что разрезы 7 и 8 представлены естественными обрывами, а разрез 6 находится на берегу крупного ручья, что способствует дренажу разреза. Образцы, по ко-

торым получены аномальные даты для горизонта ХГ<sub>2</sub> в разрезе 7, были представлены грубым плохо разложившимся осоковым торфом. Поэтому омоложение дат (на 300–600 лет) в этом случае можно отнести за счет «эффекта осоки» (см. выше).

Определенный интерес представляют даты основания торфяников 10 и 11 ниже пепла ХГ, полученные по суглинистому торфу. На первый взгляд, довольно хорошая сходимость датировок не вызывает сомнений в правильности дат. Однако, согласно вышеприведенным данным по тифростратиграфии этого района, ниже пепла ХГ имеется не менее трех горизонтов тонких пеплов различного облика (сверху вниз): палевый КО (7600 лет), розоватые линзы пепла неизвестного источника с возрастом около 8000 лет и зеленовато-палевый Ш (8300 лет) (см. табл. 4.2). В разрезе 11 довольно уверенно прослеживается пепел КО, а в самой подошве торфа обнаружены характерные розоватые линзы. В разрезе 10 розовый пепел не обнаружен, но линзы палевого — скорее всего принадлежат горизонту КО. Таким образом, можно предположить, что даты, полученные для оснований торфяников 10 и 11 замолжены и не отвечают реальному времени. Возраст же начала торфообразования в этих разрезах не 7200–7400, а ближе к 8000 лет.

Работы по корреляции и датированию пеплов в почвенно-пирокластических чехлах Срединного хребта проводились методом непрерывного прослеживания от ранее изученных разрезов долины р. Камчатка. Начав с эталонного разреза в ЦКД, анализируя химический и минералогический состав тифр и проводя детальное радиоуглеродное датирование торфяников, впервые удалось получить тифростратиграфическую схему для голоценовых ППЧ южной части Срединного хребта. Для этого района выделены основные, ранее датированные (<sup>14</sup>C округленный возраст, лет), маркирующие горизонты тифр, принадлежащие вулканам: Авачинскому (1926 г., 2200–2400, 3500, 5700), Бараньему Амфитеатру на вулкане Опала (1500), Безымянному (1900), Ксудач (1800, 6000), Малому Семячику (3900–4000), кальдере Курильского озера (7600), Шивелуч (8300), Хангар (6600, 6900), Южный Черпук и Северный Черпук (около 6500); а также пеплы неизвестных источников (2700, 8000). При приближении к действующим вулканам Срединного хребта (Хангару и Ичинскому) в ППЧ дополнительно появляются пеплы извержений этих эруптивных центров (например,

ИЧ), которые можно использовать в качестве геохронологических реперов в ППЧ на расстоянии до 30 км от источника извержения.

Анализ результатов радиоуглеродного датирования показал, что в связи с особенностями осадконакопления в исследуемом районе полученные результаты могут быть использованы лишь на основе анализа массивов радиоуглеродных дат с учетом тифростратиграфии разреза и характера датированного материала. Выявлено два возможных механизма омоложения дат на сотни и первые тысячи лет: особенности ботанического состава торфа и пресыщение торфов современной водой, застаивающейся на мощных водоупорах.

Максимальные значения омоложения дат за счет «эффекта осоки» приходится по полученным данным на середину голоцена и особенно ярко выражены в датировках пепла МС (на 500–600 лет) (см. рис. 4.7, разрез 2; рис. 4.8, разрез 9). В несколько меньшей степени этот эффект фиксируется при датировании пепла ХГ<sub>2</sub> (на 300–600 лет) (см. рис. 4.7, разрезы 7 и 8). Омоложение дат для пепла ОП не превышает 200–350 лет (см. рис. 4.7, разрез 2; рис. 4.8, разрез 10). Поскольку один и тот же горизонт пепла в разных разрезах находится на разной глубине (см. рис. 4.7 и 4.8), то кроме первопричины омоложения дат — наличия длинной корневи системы *Carex cryptocarpa* — нужно, по-видимому, учитывать устойчивость образцов разного возраста к заражению привнесенным углеродом.

Суглинистые торфа и оторфованные суглинки следует использовать для радиоуглеродного датирования с большой осторожностью во избежание ошибок в определении возраста на первые тысячи лет.

### 4.3. Возраст извержений вулканов Хангара и Ичинского

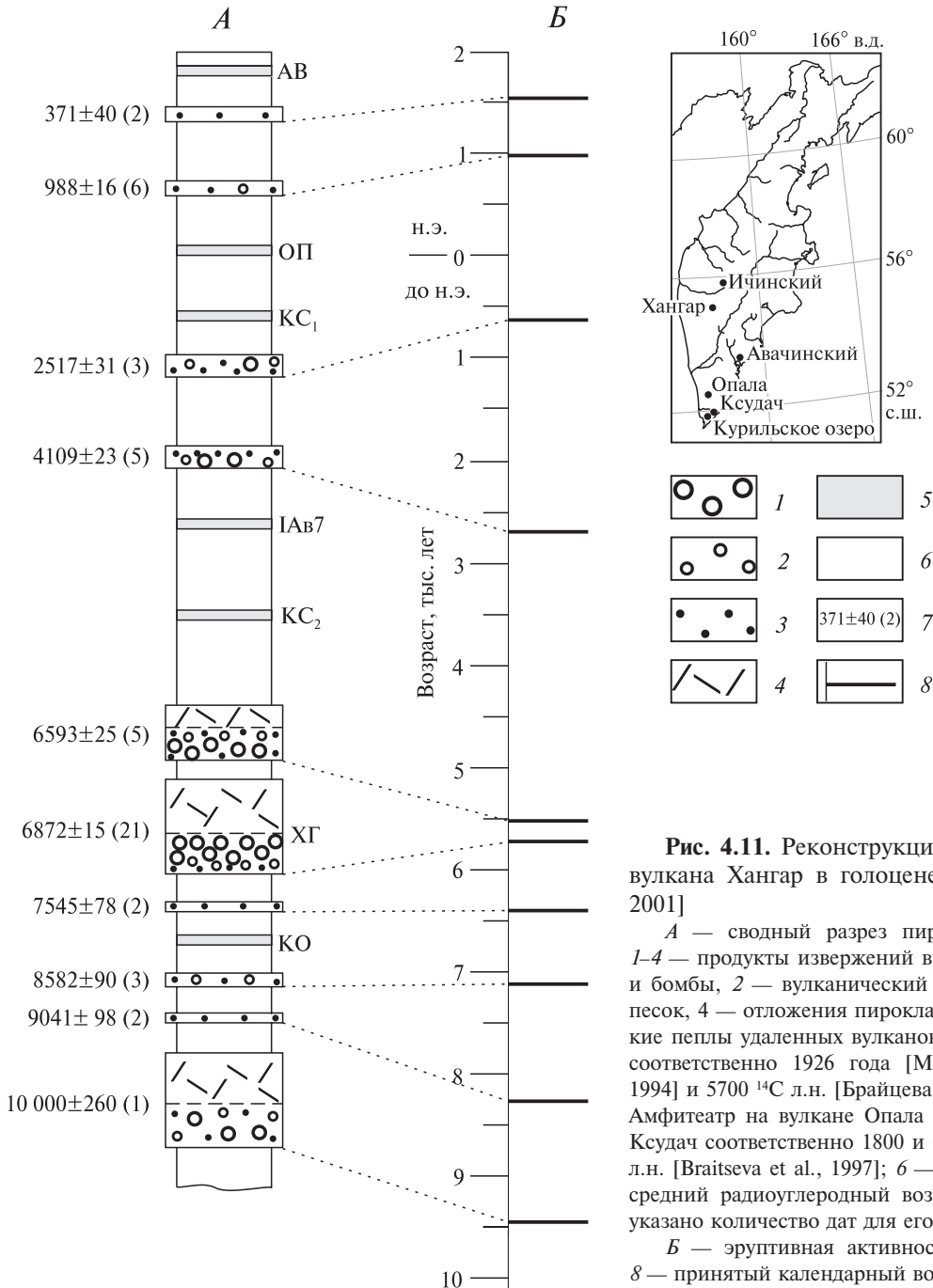
Идентификация геохронологических реперов в голоценовых разрезах ЦКД и южной части Срединного хребта позволила создать тифростратиграфическую схему района, в результате чего появилась возможность детального изучения ППЧ вблизи вулканических центров южной части Срединного хребта, проявивших активность в голоцене, а, следовательно, и возможность датировать связанные с ними извержения.



### 4.3.1. Вулкан Хангар

До начала наших работ последним и единственным извержением Хангара в голоцене считалось катастрофическое извержение (индекс ХГ) около 7000 л.н. [Мелекесцев и др., 1996]. Изучение более 100 разрезов в окрестностях вулкана и на удалении от него показало, что это эруптивное событие на Хангаре было в голоцене не единичным. В ППЧ района вулкана мы установили и идентифицировали маркирующие

прослой пеплов АВ1926 г., ОП, КС<sub>1</sub>, IАв7, КС<sub>2</sub>, КО (характеристику этих пеплов и ранее установленные возрасты см. выше), с помощью которых удалось провести тифростратиграфическое расчленение разрезов. В результате корреляции частных разрезов и изучения вещественного состава «новых» горизонтов, а также по их соотношению с положением маркирующих прослоев установлено не менее десяти горизонтов пирокластики вулкана Хангар [Базанова, Певзнер, 2001].



**Рис. 4.11.** Реконструкция эруптивной активности вулкана Хангар в голоцене по [Базанова, Певзнер, 2001]

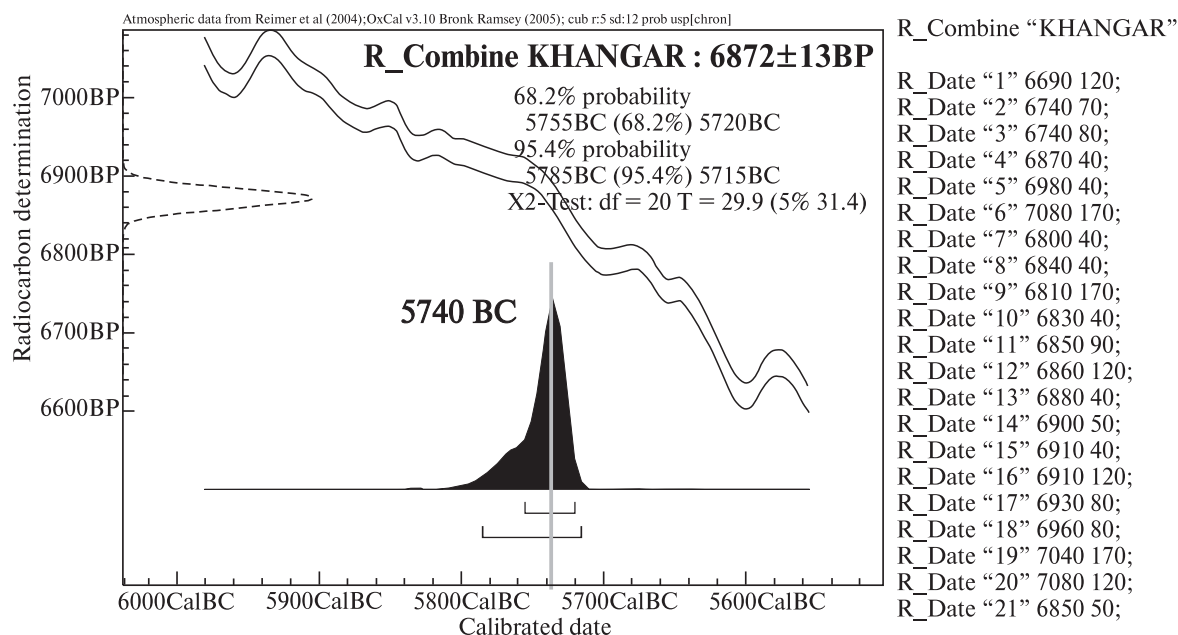
**А** — сводный разрез пирокластики (вне масштаба): 1–4 — продукты извержений вулкана Хангар: 1 — лапилли и бомбы, 2 — вулканический гравий, 3 — вулканический песок, 4 — отложения пирокластических потоков; 5 — тонкие пеплы удаленных вулканов: АВ и IАв7 — Авачинского соответственно 1926 года [Мелекесцев, Брайцева и др., 1994] и 5700 <sup>14</sup>С л.н. [Брайцева и др., 1998], ОП — Бараний Амфитеатр на вулкане Опала 1500 <sup>14</sup>С л.н., КС<sub>1</sub> и КС<sub>2</sub> — Ксудач соответственно 1800 и 6000 <sup>14</sup>С л.н., КО — 7600 <sup>14</sup>С л.н. [Braitseva et al., 1997]; 6 — межпепловые прослой; 7 — средний радиоуглеродный возраст извержения, в скобках указано количество дат для его расчета.

**Б** — эруптивная активность в календарном времени: 8 — принятый календарный возраст извержения

Таблица 4.5. Радиоуглеродные даты, использованные для подсчета возраста извержения ХГ

Номер п/п	<sup>14</sup> C дата, лет	Датированная фракция	Лабораторный номер	Район отбора	Материал
<i>Над тефрой</i>					
1	6690±120	г1	ГИН-10460	р. Кенсол	Торф
2	6740±70	г2 + г3	ИВАН-573	пос. Ключи	Уголь
3	6740±80	г1	ИВАН-714	вулкан Большой Семячик	Торф
4	6870±40	г2	ГИН-9819	р. Кирганик	То же
5	6980±40	г2	ГИН-9829	р. Кирганик	“
6	7080±170	дт	ИВАН-688	р. Камчатка, Яр Новый	“
7	6800±40	у	ГИН-7814а	вулкан Шивелуч	Уголь
8	6840±40	г2	ГИН-10381	пос. Мильково	Торф
<i>Под тефрой</i>					
9	6810±170	т	ИВАН-691	р. Камчатка, Яр Новый	Торф
10	6830±40	г2 + г3	ИВАН-718	вулкан Большой Семячик	То же
11	6850±90	др	ИВАН-86	пос. Козыревск	Древесина
12	6860±120	г2	ГИН-9271	р. Богдановская	Почва
13	6880±40	г2	ГИН-10459	р. Кенсол	Торф
14	6900±50	г1	ГИН-9719	вулкан Хангар	Почва
15	6910±40	г2	ГИН-9820	Кирганик	Торф
16	6910±120	у	ГИН-3028	вулкан Крашенинникова, р. Унана	Уголь
17	6930±80	г1	ГИН-5289	вулкан Шивелуч	Оторфованная супесь
18	6960±80	г2 + г3	ИВАН-319	вулкан Крашенинникова	Уголь
19	7040±170	г1	ГИН-5270	кальдера Узон, оз. Банное	Торф
20	7080±120	г2	ИВАН-228	вулкан Шивелуч	Обугленная почва
21	6850±50	г1	ГИН-10380	пос. Мильково	Торф

*Примечание.* Даты получены по углю (у), древесине (др), торфяному детриту (дт) и щелочным вытяжкам: г1 — первая (холодная), г2 — вторая (горячая), г3 — третья (горячая). Даты по образцам с номерами ИВАН получены в радиоуглеродной лаборатории Института вулканологии ДВО АН СССР (г. Петропавловск-Камчатский).



Полученный массив радиоуглеродных дат (более 60) позволил определить возраст ранее неизвестных голоценовых извержений вулкана и уточнить таковой для извержения ХГ (рис. 4.11, А). Его возраст, рассчитанный теперь по 21 дате (табл. 4.5) ( $6872 \pm 13$ ), оказался близок к возрасту, принятому по имевшимся ранее 10 датировкам ( $6957 \pm 30$ ) [Мелекесцев и др., 1996; Braitseva et al., 1997]. Данные об усредненном возрасте прочих голоценовых извержений Хангара приводятся по [Базанова, Певзнер, 2001]. Перевод радиоуглеродного возраста в календарный по [Bronk Ramsey, 2005; Stuiver, Reimer, 1993] позволил реконструировать хронологию эруптивной деятельности Хангара в календарном времени (см. рис. 4.11, А). На основании полученного графика удалось выявить два периода активизации вулкана в голоцене — ранне- ( $9500-5500$  BC) и позднеголоценовый ( $2700$  BC —  $1600$  AD). Для раннеголоценового периода характерны как слабые эксплозии, произошедшие около 9000, 8600 и 7500 л.н., так и три крупных извержения, произошедшие около 10 000, 6900 и 6600 л.н. Предположительно к окончанию раннеголоценового периода активизации на вулкане образовался огромный ( $2,1 \times 2,8$  км) кратер [Мелекесцев и др., 1996], внутри которого, по-видимому, формировались дацитовые экструзивные купола.

После периода покоя длительностью около 3000 лет вулкан возобновил свою деятельность около 4100 л.н. Для позднеголоценового периода активизации вулкана характерны слабые и умеренные по силе извержения, произошедшие около 4100, 2500, 1000 и 400 л.н. Периоды относительного покоя между этими извержениями предположительно включали и более слабые эксплозии. На это указывает присутствие в частных разрезах линз пемзового материала, не выдержанных по мощности и простираанию, что затрудняет их идентификацию. Позднеголоценовая активность Хангара связывается с ростом экструзивных куполов внутри кратера.

В верховьях р. Средней Андриановки (~15 км к западу от вершины вулкана Хангар) зафиксированы молодые террасы, поверхность которых непосредственно перекрывается тефрой извержения ХГ. Это, по мнению автора, может свидетельствовать о существенной сейсмической активности, непосредственно предвращавшей извержение. Других свидетельств голоценовой палеосейсмической активности района не обнаружено.

### 4.3.2. Вулкан Ичинский

До начала работ автора не было установлено ни одного голоценового извержения этого гигантского вулкана. Вулкан считался действующим только на основании свежего морфологического облика 12 лавовых потоков, излившихся по краю соммы, и зафиксированной фумарольной активности [Вольнец и др., 1991; Вулканы..., 1972; Маренина, 1962].

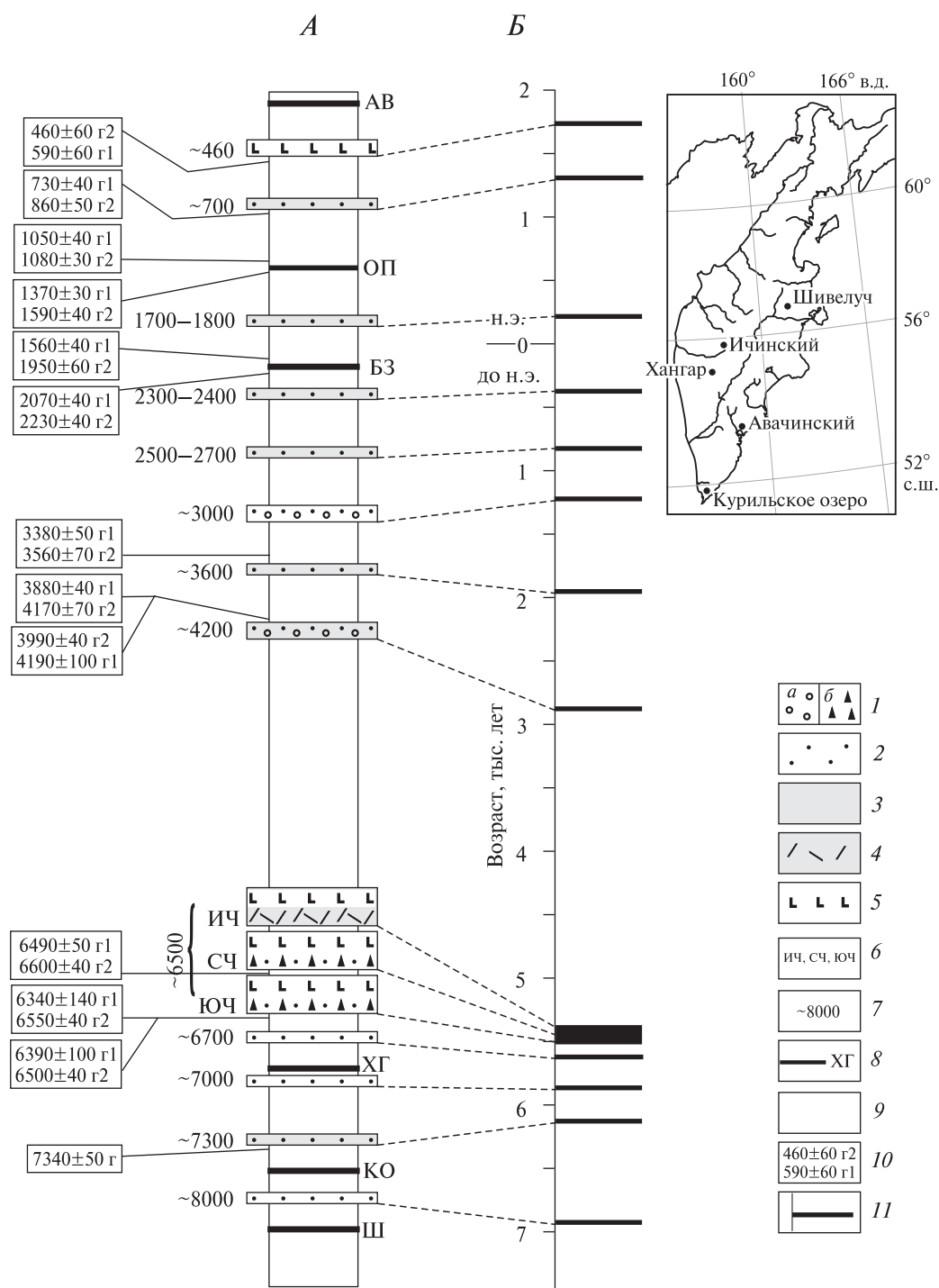
На склонах и подножии вулкана автором изучено около 150 разрезов ППЧ, содержащих как «местные» вулканогенные отложения, так и транзитные маркирующие пеплы удаленных вулканов (рис. 4.12, А). Среди последних выделены пеплы вулкана Шивелуч (Ш 8300) [Певзнер, 2003], кальдеры Курильского озера (КО 7600) [Брайцева и др., 2001], вулкана Хангар (ХГ 6900) [Базанова, Певзнер, 2001], вулкана Безымянного (БЗ 1900) [Ponomareva et al., 2015], кратера Бараний Амфитеатр на вулкане Опала (ОП 1500) [Мелекесцев и др., 1996] и вулкана Авачинского 1926 г. (АВ) [Мелекесцев, Брайцева и др., 1994].

Наиболее значимыми маркирующими горизонтами в ППЧ на подножии Ичинского вулкана являются шлаки моногенных вулканических центров Южный и Северный Черпук, образованных около 6500 л.н. в юго-западном секторе Ичинского вулканического массива (см. предыдущий раздел).

В результате корреляции частных разрезов и изучения вещественного состава «новых» горизонтов установлено не менее 13 единиц голоценовых извержений Ичинского вулкана, представленных лавами и пирокластикой. Возраст извержений принимался на основе полученных радиоуглеродных дат (см. рис. 4.12, А) и по соотношению с прослоями маркирующих пеплов.

Возраст крупнейшего извержения Ичинского вулкана, отложения которого без видимого перерыва ложатся на шлаки Южного и Северного Черпуков, принимается около 6500 лет (см. выше) — по датировкам, полученным для Южного Черпука (см. табл. 4.4).

Перевод принятых радиоуглеродных возрастов извержений в календарные значения по [Bronk Ramsey, 2005] позволил реконструировать историю эруптивной деятельности Ичинского вулкана в голоцене (см. рис. 4.12, Б). Она характеризуется двумя периодами активности: ранне- и позднеголоценовым, которые разделены периодом покоя около 2500 лет.



**Рис. 4.12.** Реконструкция эруптивной активности Ичинского вулканического массива в голоцене

*А* — сводный разрез вулканических отложений (вне масштаба): 1 — лапилли и гравий: *а* — пемзы, *б* — шлака; 2 — вулканический песок; 3 — отложения пирокластических волн; 4 — отложения block-and-ash flow; 5 — лава; 6 — крупнейшие голоценовые извержения Ичинского вулканического центра, пояснение индексов см. в тексте; 7 — округленный радиоуглеродный возраст извержения; 8 — тонкие пеплы удаленных вулканов, пояснение индексов см. в табл. 4.1; 9 — межпепловые прослои; 10 — радиоуглеродные даты, полученные по первой холодной (г1) и второй горячей (г2), либо единственной горячей (г) вытяжке из образцов с лабораторными номерами (сверху вниз по разрезу): ГИН-11079, ГИН-9287, ГИН-11552, ГИН-11553, ГИН-11077, ГИН-11554, ГИН-11555, ГИН-11078, ГИН-11556, ГИН-9812, ГИН-9827, ГИН-10445, ГИН-11551.

*Б* — эруптивная активность в календарном времени: 11 — принятый календарный возраст извержения, рассчитанный по [Bronk Ramsey, 2005]

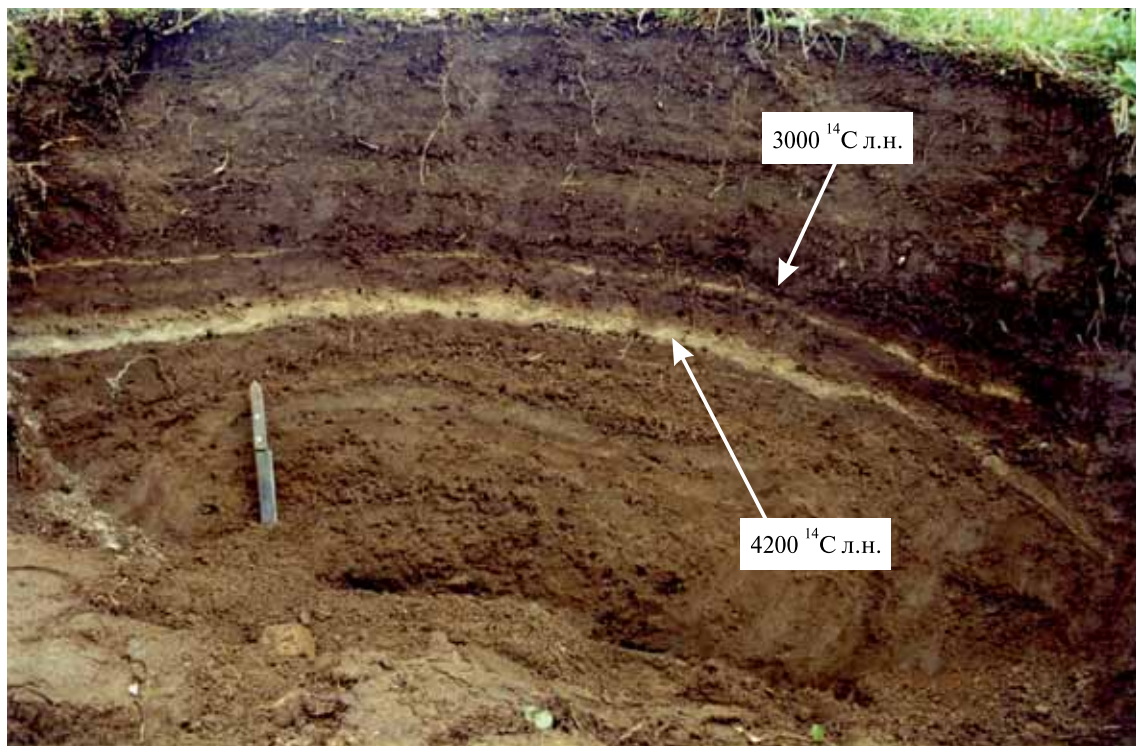


Рис. 4.13. Пеплы извержений Ичинского вулкана 4200 и 3000 <sup>14</sup>С л.н.; юго-западное подножие. Фото автора



Рис. 4.14. Обвальный цирк безымянной сопки, расположенной у южного берега оз. Кетачан, юго-западное подножие Ичинского вулкана, вид с севера. Стрелкой показаны отложения обвала. Фото автора

Извержения раннеголоценового периода начинают фиксироваться в разрезах около 8000 л.н. серией слабых и умеренных извержений (8000, 7300, 7000, 6700), представленных в основном тефрой. Завершение периода характеризуется максимальным всплеском активности всего Ичинского вулканического массива и фиксируется около 6500 л.н., когда последовательно извергались Южный Черпук (ЮЧ), Северный Черпук (СЧ) и сам Ичинский вулкан (ИЧ).

Позднеголоценовый период начался около 4200 л.н. и завершился первые сотни лет назад. Для этого периода характерно чередование извержений различной мощности (4200, 3600, 3000, 2500, 2000, 1500, 700), представленных тефрой и пирокластическими волнами (пирокластическими потоками). Наиболее сильными были извержения 4200 и 3000 л.н. (рис. 4.13), тефра которых прослежена к западу от вулкана на расстоянии более 20 км. Последнее зафиксированное извержение Ичинского вулкана — мощный лавовый поток андезидацитового состава, излившийся на юго-юго-западном склоне соммы около 500 лет назад (см. рис. 3.11).

У южного берега оз. Кетачан, которое расположено между конусом Южный Черпук и Ичинским вулканом, зафиксирован крупный обвал (рис. 4.14), глыбы которого пересыпаны шлаками Южного и Северного Черпуков, что говорит о субсинхронности событий. На карте, представленной в главе 3 (см. рис. 3.5) видно, что этот обвальный цирк не единичный. Происхождение обвала вполне может быть сейсмогенным по ряду причин: во-первых, зафиксирован сход нескольких порций разновозрастных обвалов из разных цирков; во-вторых, образование обвала и максимальный всплеск вулканической активности района практически едины как во времени, так и в пространстве и, в-третьих, в пределах Ичинского массива иных свидетельств существенной перестройки рельефа (крупные обвалы, террасы и т.п.) на протяжении голоцена не зафиксировано.

В результате изучения ППЧ были обнаружены пирокластические отложения и лавовые потоки, связанные с голоценовой активностью вулканов Хангар и Ичинского. Для Хангара установлены и датированы 10, а для Ичинского — 13 извержений. Для обоих вулканов выявлены два субсинхронных периода активизации — ранне- и позднеголоценовый, — разделенные периодом покоя продолжительностью 2500–3000 лет.

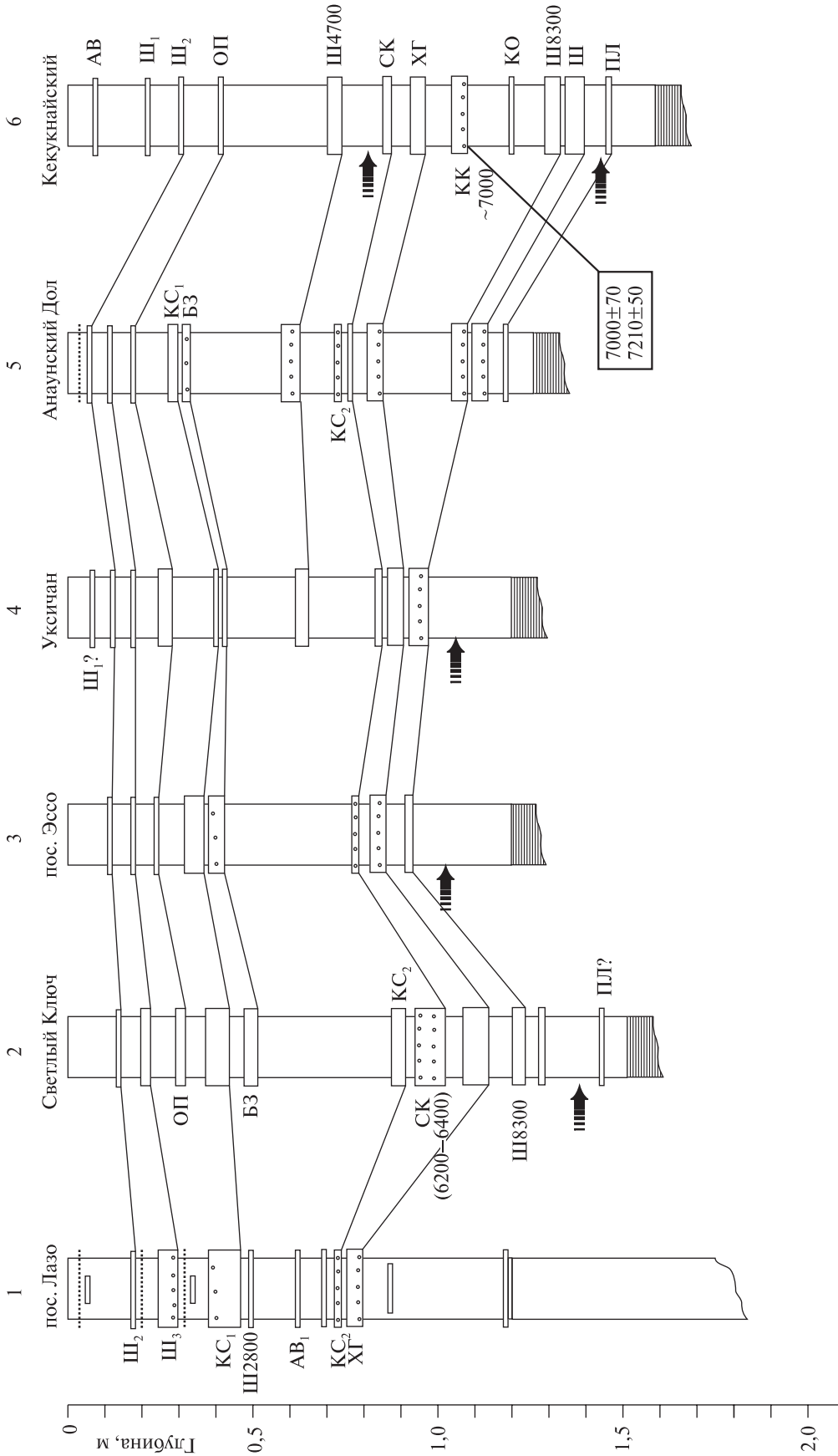
Наиболее сильные извержения (ХГ и ИЧ) в обоих случаях приурочены к окончанию раннеголоценовых периодов активизации вулканов. Эти извержения (ХГ и ИЧ) непосредственно предварялись значительной палеосейсмической активностью, а извержение ИЧ еще и извержениями моногенных центров Южный и Северный Черпук. Поскольку последние извержения на Хангаре и Ичинском произошли всего несколько сотен лет назад, то, согласно данным статьи [Мелекесцев и др., 2001], оба вулкана могут считаться действующими и потенциально опасными.

## 4.4. Возраст извержений в районах Козыревского хребта и вулкана Кекукнайского

В южной части Срединного хребта выявлены еще два единичных центра голоценовой активности — маар Светлый Ключ и взрывной кратер Кекук. Сводные ППЧ вблизи этих образований представлены на профиле северо-западного простирания от пос. Лазо до вулкана Кекукнайского (рис. 4.15).

### 4.4.1. Маар Светлый Ключ

Единственным свидетельством голоценовой активности района Козыревского хребта (восточный фронт Срединного хребта) является маар Светлый Ключ. В ППЧ района установлены маркирующие прослой пеплов: Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, ОП, КС<sub>1</sub>, БЗ, КС<sub>2</sub>, ХГ, Ш8300 и предположительно ПЛ8600 (см. рис. 4.15, разрез 2). К сожалению, при отсутствии прямых радиоуглеродных датировок, возраст маара можно определить только по положению его тефры (СК) между маркирующими прослоями транзитных пеплов вулканов Ксудач (КС<sub>2</sub> 6000) и Хангар (ХГ 6900). Поскольку в частных разрезах ППЧ тефра маара больше тяготеет к маркирующему горизонту КС<sub>2</sub>, то возраст извержения можно принять около 6200–6400 л.н. В ППЧ района исследования (к югу от горы Иракан) зафиксированы отложения коллювиального клина, заключенные между пеплами Ш 8300 и ПЛ 8600 (?) л.н. Уверенно можно говорить, что отложения клина образовались ранее 8400, а предположительно 8400–8500 л.н.



**Рис. 4.15.** Профиль северо-западного простирания через центральную часть Среднего хребта Камчатки. Стрелками показаны зафиксированные обвалы. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.3



**Рис. 4.16.** Раннеголоценовый обвал горы Иракан. *Фото автора*

А — фронтальная часть обвалных отложений, виден холмисто-западинный рельеф (показано стрелкой), в одной из котловин образовалось крупное оз. Тогар (Икар), вид с севера;

Б — фрагмент почвенно-пирокластического чехла, перекрывающий отложения обвала, основание разреза представлено толщей песков, по-видимому, накопившихся в результате подпруживания обвалом русла р. Быстрой, показаны тefры маара Светлый Ключ (СК), вулкана Хангар 6900  $^{14}\text{C}$  л.н. (ХГ) и вулкана Шивелуч 8300  $^{14}\text{C}$  л.н. (Ш8300)



В этом же районе автором продатирован гигантский обвал, который сошел с северного склона горы Иракан, его отложения занимают междуречье рек Быстрой и Иракан на протяжении около 18 км. Фронтальная порция обвала всего 7 км «не дошла» до пос. Эссо. Отложения обвала не имеют следов ледниковой обработки. Вблизи оз. Тогар (местные жители называют его Икар), расположенного в межхолмовом понижении на фронте обвала, изучена серия ППЧ, в которых отложения обвала через небольшой горизонт супеси перекрываются пеплом Ш 8300 л.н. (рис. 4.16). Положение обвала на сводном ППЧ района пос. Эссо показано на рис. 4.15 (разрез 3).

Вышеприведенные данные позволяют скоррелировать отложения обвала и коллювиального клина, предположить сейсмогенный характер события и оценить его возраст около 8400–8500 л.н.

#### 4.4.2. Район кальдеры Уксичан

В пределах кальдеры Уксичан проявления голоценового вулканизма не обнаружены — все пеплы, встреченные в ППЧ, принадлежат извержениям удаленных вулканов (см. рис. 4.15, разрез 4).

В этом районе автору удалось продатировать самый крупный обвал, сошедший с восточного склона экструзии Уксичан в долину р. 2-й Ньюлкажи (рис. 4.17 и 4.18, А). Отложения обвала не имеют следов ледниковой обработки и перекрываются ППЧ, в основании которого зафиксирован пепел вулкана Шивелуч с возрастом 8300 лет. Весьма вероятно, что этот обвал образовался субсинхронно с обвалом горы Иракан (см. выше).

#### 4.4.3. Вулкан Анаун и Анаунский Дол

Вулкан Анаун и близрасположенное поле моногенного вулканизма (Анаунский Дол) (см. рис. 4.18) некоторыми исследователями относились к голоценовому этапу [Вулканы..., 1972].

В результате проведенных автором работ в пределах Анаунского Дола голоценовый вулканизм не обнаружен — все пеплы, встреченные в ППЧ, принадлежат извержениям удаленных вулканов (см. рис. 4.15, разрез 5).

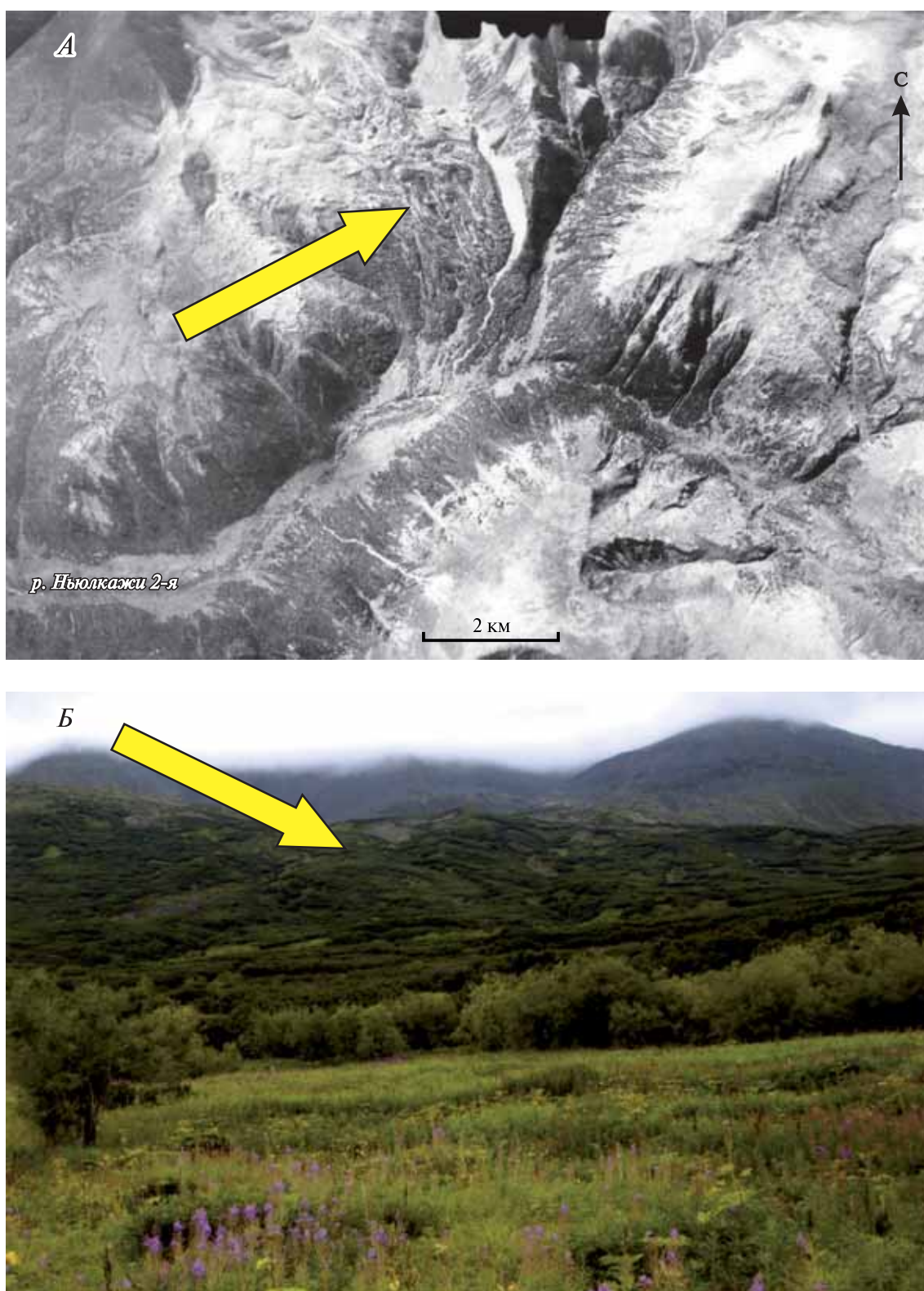
#### 4.4.4. Кратер Кекук

В пределах массива горы Большой — вулкана Кекукнайского установлены отложения всего одного извержения голоценового возраста, связанные с деятельностью кратера Кекук. В ППЧ района установлены маркирующие прослой пеплов: АВ1926, Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, ОП, Ш4700, СК, ХГ, КО, Ш8300 и ПЛ (см. рис. 4.15, разрез 6). Связанная с образованием кратера тефра занимает в разрезах стратиграфический интервал между маркирующими прослоями пеплов кальдеры Курильского озера (КО 7600 л.н.) и субкальдерного извержения вулкана Хангар (ХГ 6900 л.н.) (см. фото на рис. 3.19, Б). Радиоуглеродные даты  $7000 \pm 70$  и  $7210 \pm 50$  (ГИН-12490), полученные по подстилающему пирокластике гумусированному суглинку, позволяют датировать это извержение около 7000 лет. Кратер Кекук занимает на Камчатке крайнее северо-западное положение среди известных на сегодняшний день центров кислого вулканизма.

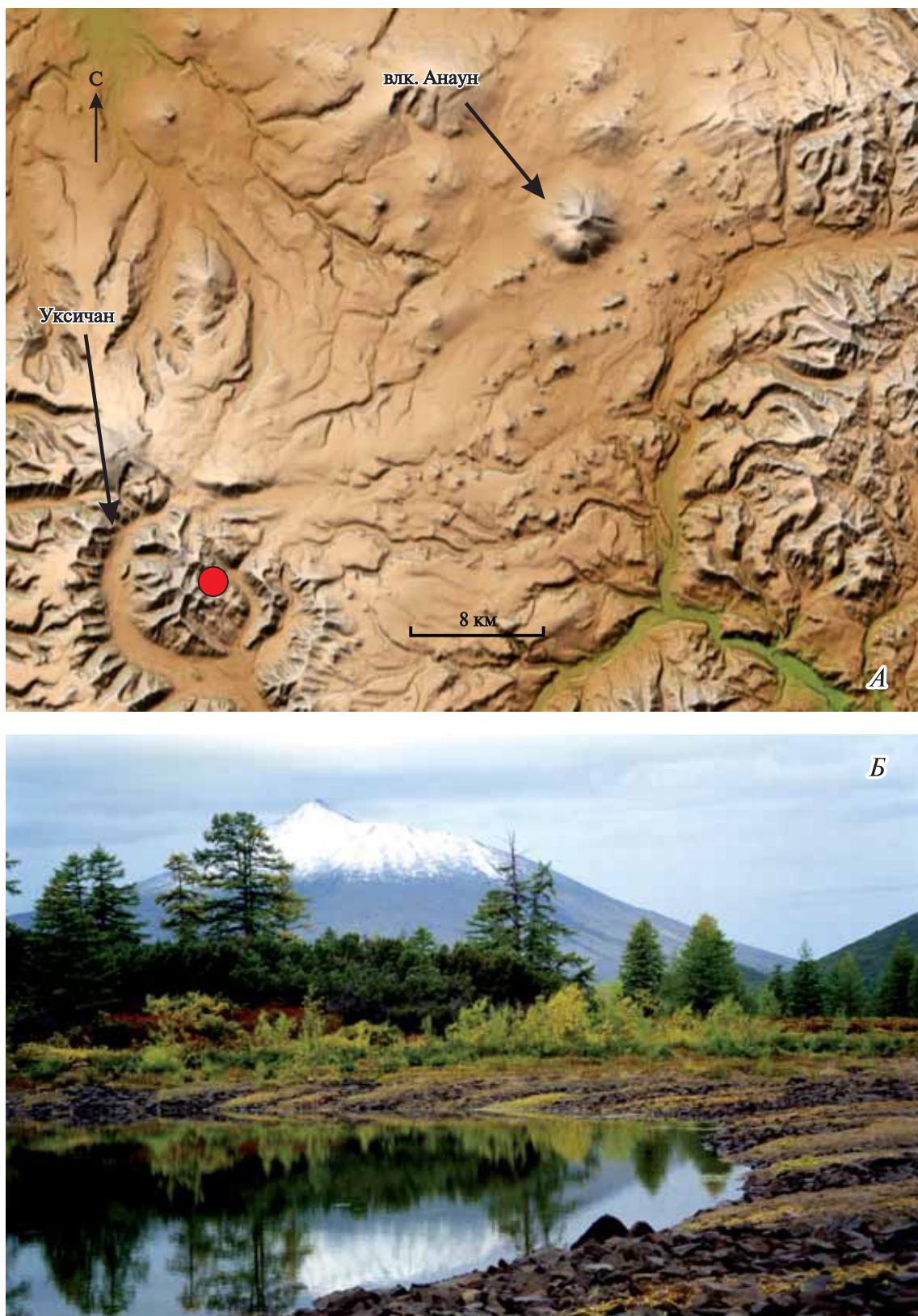
В троговой долине вулкана Кекукнайского (см. обзорную карту на рис. 3.17) зафиксирован обвал правого борта. Его отложения — через горизонт супеси — перекрываются пеплом вулкана Шивелуч, имеющим возраст 4700 лет, но не перекрываются пеплом маара Светлый Ключ (СК) (см. рис. 4.15, разрез 6). На основании тефро-стратиграфических данных можно допустить, что этот обвал образовался около 6200 л.н. В этой же троговой долине зафиксирована осыпь (возможно, обвал малого объема), которая находится в южной части трога на южном берегу оз. Большого Гольцового. Основание торфа, перекрывающего осыпь, имеет даты  $7950 \pm 40$  г1 и  $8020 \pm 40$  г2 (ГИН-12494), а древесина, заключенная в основании торфа, показала значение  $8460 \pm 50$  (ГИН-12495). Отсутствие в разрезе на осыпи пепла ПЛ 8600 свидетельствует о голоценовом возрасте события, а также дает нижний возрастной предел времени образования осыпи.

На основании вышеперечисленного возраст образования осыпи можно принять около 8400–8500 л.н. Других свидетельств голоценовой палеосейсмической активности района не обнаружено.

В пределах южной части Срединного хребта выявлены и датированы два вулканических центра моногенного типа — маар Светлый Ключ в Козыревском хребте (6200–6400 лет) и взрывной кратер Кекук в Кекукнайском массиве (около 7000 лет).



**Рис. 4.17.** Раннеголоценовый обвал в кальдере Уксичан. Отложения обвала показаны стрелкой  
А — аэрофото;  
Б — вид с северо-востока, положение обвала на обзорной карте см. на рис. 4.18, А; фото автора



**Рис. 4.18.** Обзорная карта района кальдеры Уксичан и Анаунского Дола (А) и вулкан Анаун, вид с востока (Б). Фото автора  
Красная точка — место положения обвала, показанного на рис. 4.17

Иных свидетельств вулканической активности голоценового возраста ни в указанных массивах, ни в районе кальдеры Уксичан, ни на Анаунском Долу не зафиксировано.

Выявлены раннеголоценовые обвалы в Козыревском хребте, в кальдере Уксичан и в Кекукнайском массиве. В пределах последнего установлен еще маломощный обвал среднеголоценового возраста.

## 4.5. Возраст извержений эруптивных центров Алнейского вулканического массива и Седанкинского Дола

### 4.5.1. Извержение в массиве Алней

В пределах вулканического массива Алней-Чашаконджа изучено более 100 разрезов ППЧ. Сложность строения разрезов и обилие в них погребенных пеплов связаны с местоположением массива вблизи вулканов Северной группы и, в первую очередь, вулкана Шивелуч. На сводном разрезе (рис. 4.19) индексами помечены только наиболее ярко выраженные маркеры: Ш<sub>1</sub>, Ш<sub>2</sub>, ОП, Ш<sub>3</sub>, КС<sub>1</sub>, Ш2550, Ш3600, Ш4700, КС<sub>2</sub>, СК, ХГ, Ш8300, ПЛ8500 и ПЛ8600 (табл. 4.6). Из достоверно установленных извержений, связанных с деятельностью вулкана Алней, в разрезе представлен горизонт пирокластике взрывного кратера (АЛ), он занимает стратиграфическое положение между пеплами вулкана Шивелуч с возрастом 3600 и 4700 лет.

Возраст события можно приблизительно оценить в  $4100 \pm 500$  лет, а с учетом радиоуглеродных дат (см. рис. 4.19) — около 4000–4200 л.н.

В пределах вулканического массива Алней-Чашаконджа голоценовая вулканическая активность проявилась также в образовании лавовых потоков Киреунском и реки Лево́й Белой.

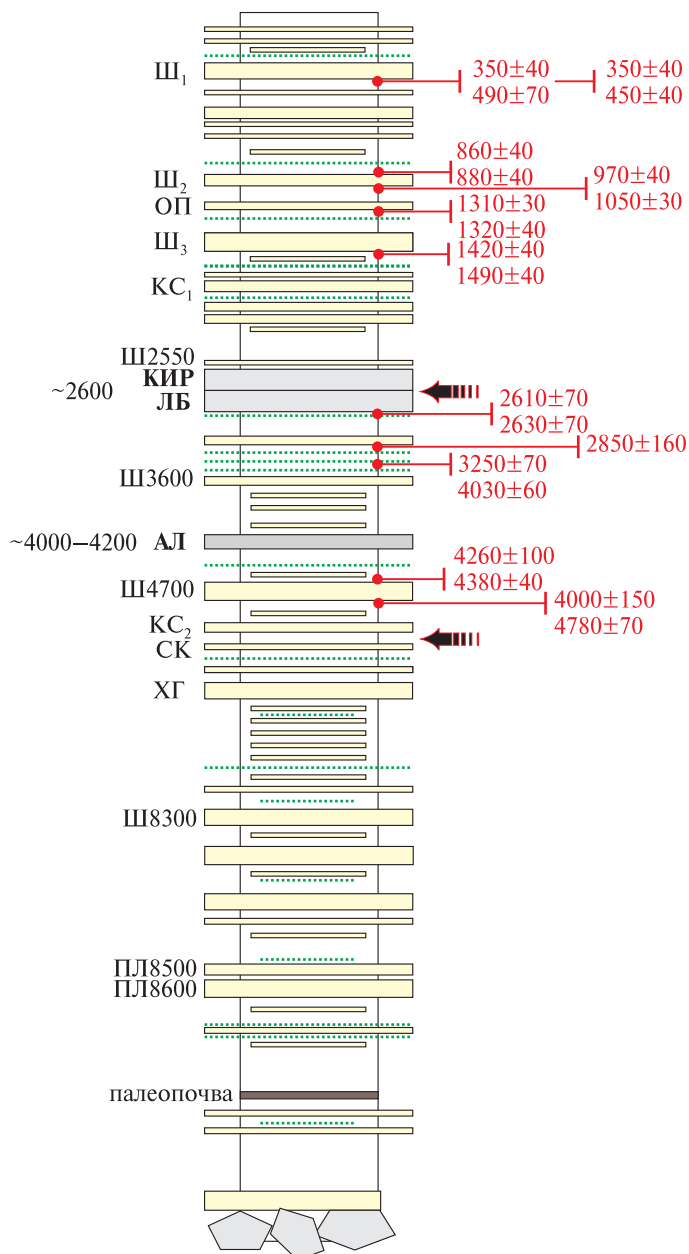


Рис. 4.19. Сводный разрез почвенно-пирокластического чехла вулканического массива Алней-Чашаконджа (вне масштаба)

Желтым цветом показаны транзитные пеплы кислого и среднего составов, темно-зеленым пунктиром — основного состава. Индексами помечены только наиболее значимые для стратиграфии пеплы. Тефры голоценовых извержений, связанных с вулканическими центрами, расположенными в пределах массива, показаны серым цветом: АЛ — взрывной кратер в массиве Алней, КИР — Киреунский поток, ЛБ — лавовый поток на р. Лево́й Белой (см. обзорную карту на рис. 3.22, А). Стрелки показывают стратиграфическое положение продатированных обвалов. Справа приведены радиоуглеродные даты (см. Приложение)

Таблица 4.6. Главные маркирующие прослои транзитных пеллов в голоценовых ППЧ северной части Срединного хребта и северо-восточной Камчатки

Индекс пелла	Источник извержения	Округленный <sup>14</sup> C возраст, лет	Состав тefры	Минералы-индикаторы		Литературный источник
				амфибол	слода	
Ш1854	Шивелуч	1854 г.	Андезит	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш <sub>1</sub>	“	300	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997
Ш500	“	500	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш600	“	600	“	+	-	Певзнер, 2010
Ш <sub>2</sub>	“	900	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; Braitseva et al., 1997
Ш1100	“	1100	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш <sub>3</sub>	“	1400	“	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; Braitseva et al., 1997
Ш1500	“	1500	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш1750	“	1750	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш <sub>5</sub>	“	2000	“	+	-	Ропомарева et al., 2015
Ш2200	“	2200	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш2550	“	2550	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш2800	“	2800	“	+	-	Певзнер и др., 1997
Ш3500	“	3500	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш3600	“	3600	Базальт	+	+	Ропомарева et al., 2007
Ш <sub>3700</sub>	“	3700	Андезит	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш <sub>дв</sub>	“	4100	“	+	-	Брайцева и др., 1997; Певзнер и др., 1997; Ропомарева et al., 2007
Ш4700	“	4700	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш5600	“	5600	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш7550	“	7550	“	+	-	Ропомарева et al., 2007
Ш7600	“	7600	Базальт	-	-	Ропомарева et al., 2007
Ш8300	“	8300	“	+	-	Певзнер, 2003; Ропомарева et al., 2007
ПЛ	Сопка Плоская (вулк. кан Ушковский)	8600	Базальт-андезитбазальт	-	-	Braitseva et al., 1995
КЛ	Ключевской	5800-6000	“	-	-	Braitseva et al., 1995
Б31956 г.	Безымянный, 1956 г.	-	Андезит	+	-	Braitseva et al., 1997
КЗ	Кизимен	7500	Дациит	+	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997; 2001; Braitseva et al., 1997

Таблица 4.5. Окончание

Индекс лавы	Источник извержения	Округленный $^{14}\text{C}$ возраст, лет	Состав тефры	Минералы-индикаторы		Литературный источник
				амфибол	слюда	
АВ <sub>1</sub>	Авачинский	3500	Андезибазальт	+	-	Базанова и др., 2003; Braitseva et al., 1997
ОП	Бараний Амфигеатр на вулкане Опада	1500	Риолит	+	+	Брайцева и др., 1997, 2001; Braitseva et al., 1997
КС <sub>1</sub>	Ксудач	1800	“	-	-	Брайцева, Сулержицкий и др., 1984; Брайцева и др., 1985, 1997, 2001; Braitseva et al., 1995, 1996, 1997
КС <sub>2</sub>	“	6000	Андезит	-	-	Брайцева и др., 1997, 2001; Braitseva et al., 1997
ХГ	Хангар	6900	Дацил-риодацит	+	+	Базанова, Певзнер, 2001; Брайцева и др., 1985, 1997; Певзнер, 2003; Braitseva et al., 1997
Кин	Маар Киненин	1300	Базальт	-	-	Певзнер, 2010
Тоб	Конус Тобельден	3800	“	-	-	Певзнер, 2010
Икс	Конус Икс	3900	“	-	-	Певзнер, 2010
Ньль	Конуса Ньльгимелкин	4500	“	-	-	Певзнер, 2010
ОЗ	Озерновский поток	8800-9300	“	-	-	Певзнер, 2010

### 4.5.2. Киреунский поток и поток реки Лево́й Белой

Считалось, что Киреунский лавовый поток образовался в историческое время [Вулканы..., 1972], а по предварительным тефрохронологическим данным его возраст оценивался в 3000–4000 лет [Pevzner et al., 2002]. Сведений о возрасте лавового потока р. Лево́й Белой не было, равно как и любых упоминаний о нем.

В результате тефрохронологических исследований оказалось, что тефра Киреунского конуса ложится практически без перерыва на тефру конуса лавового потока р. Лево́й Белой. Тефра же Киреунского конуса через 0,5 см супеси перекрывается в ППЧ маркирующим прослоем пепла вулкана Шивелуч с возрастом 2550  $^{14}\text{C}$  лет [Ponomareva et al., 2007] (см. рис. 4.19). Тефростратиграфическое положение отложений и радиоуглеродные даты 2630±70 г1 и 2610±70 г2 (ГИН-12089), полученные по образцу гумусированной супеси, погребенной пирокластикой конусов, позволяют считать, что моногенный вулканический центр р. Лево́й Белой и Киреунский лавовый поток сформировались субсинхронно и последовательно около 2600 л.н.; сначала вулканическая активность проявилась на р. Лево́й Белой, потом — в верховьях р. Киревны.

С фронта лавового потока р. Лево́й Белой сошел небольшой обвал (см. рис. 3.25). Его отложения перекрыты тефрой Киреунского конуса, т.е. по времени этот обвал непосредственно предшествует извержению Киреунского потока. На правом борту р. Лево́й Белой (юго-восточный склон массива Чашаконджа) зафиксирован крупный обвал (см. рис. 4.19), отложения которого перекрыты маломощным горизонтом супесчаной почвы, выше которой залегает пепел КС<sub>2</sub> (~6000 лет), т.е. возраст обвала может быть около 6000–6200 лет. Пепел маара Светлый Ключ (СК), встречающийся в разрезах этого района, на отложениях обвала не обнаружен. Правда, здесь он имеет очень малую мощность — обычно первые миллиметры — поэтому нельзя исключить, что он просто не сохранился в обсуждаемых разрезах. В этом случае возраст обвала может оказаться несколько древнее. Однако отсутствие в этих же разрезах пепла ХГ — одного из главных и прекрасно выраженных маркирующих горизонтов ППЧ — определяет нижний возмож-

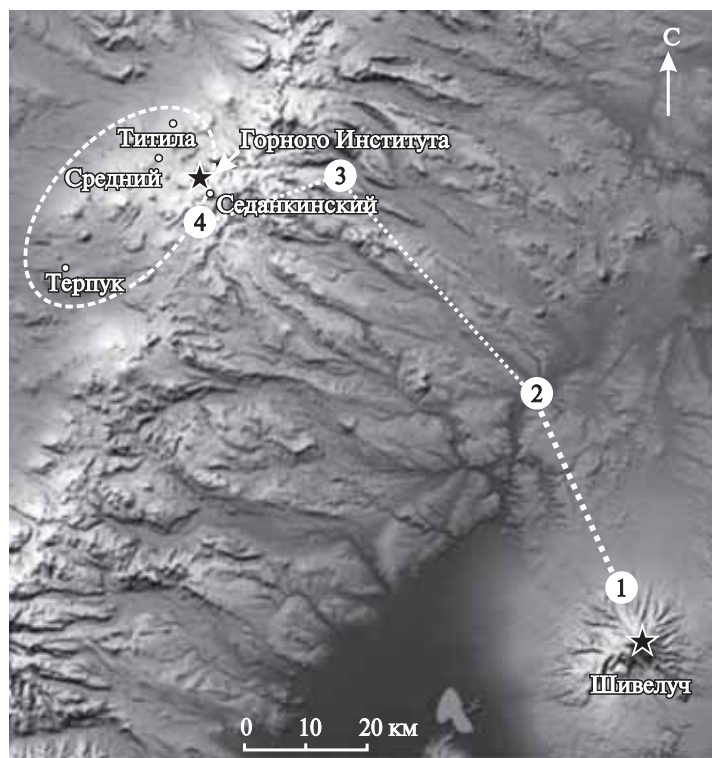
ный предел возраста образования обвала 6850–6900 л.н. Иных свидетельств голоценовой палеосейсмической активности района не обнаружено.

### 4.5.3. Седанкинский Дол

По данным О.В. Дирксена [2009], все голоценовые образования Седанкинского Дола (см. обзорную карту на рис. 3.27) разделяются на две возрастные группы: ранне- (10 000–7000 л.н.) и позднеголоценовые (3000 л.н. — настоящее время).

Всего обнаружено 15 раннеголоценовых центров, большая часть которых сосредоточена в окрестностях вулкана Титила, а четыре небольших постройки расположены на западных склонах Срединного хребта. Общий объем изверженных ими продуктов составил около 1,9 км<sup>3</sup>, из которых 1,1 км<sup>3</sup> вынесено во время извержения вулкана Средний.

**Седанкинский лавовый поток**, излившийся около 8000 л.н., является самым молодым центром этой группы. Все остальные центры этой группы сформировались в диапазоне 8700–9300 л.н.



**Рис. 4.20.** Тефрохронологический профиль от северо-западного склона вулкана Шивелуч к истокам р. Седанки  
Район Седанкинского Дола показан овалом

⇒

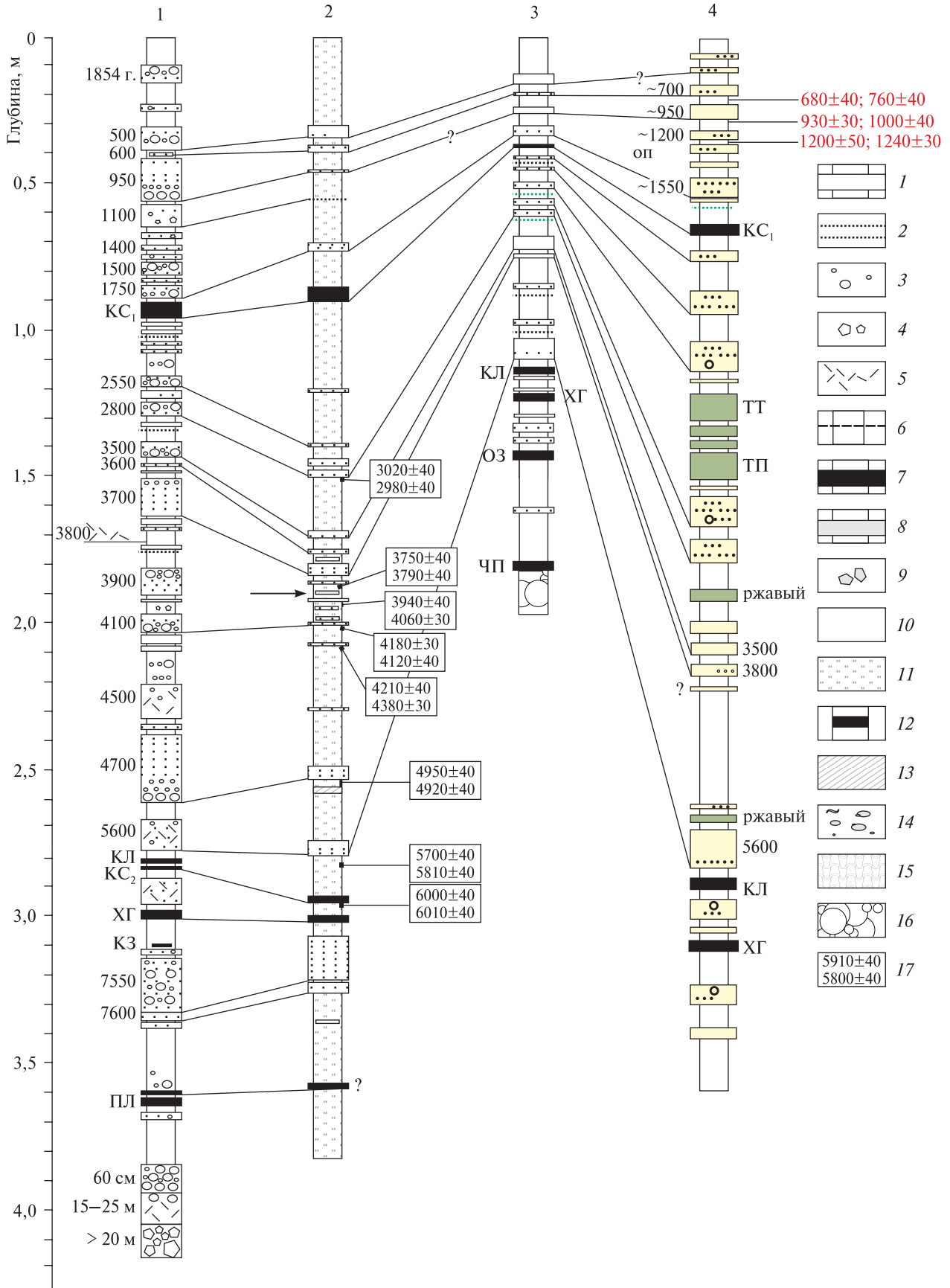
**Рис. 4.21.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов, составляющие профиль вулкан Шивелуч — р. Седанка

Разрезы: 1 — вулкан Шивелуч, руч. 1-й Ледниковый, сводный; 2 — р. Еловка вблизи устья руч. Клакес, торфяник; 3 — руч. Водопадный, сводный; 4 — верховья р. Седанки, сводный.

Тефры вулканических центров северной части Срединного хребта: ТП — Терпук, ТТ — Титила, ОЗ — Озерновский поток, ЧП — черный песок базальтового состава неизвестного источника.

1–5 — вулкан Шивелуч (цифры напротив горизонта пепла соответствуют округленному <sup>14</sup>С возрасту извержений вулкана Шивелуч согласно [Ponomareva et al., 2007]): 1 — тонкий пепел, 2 — зернистый песок, 3 — гравий и лапилли пемзы, 4 — обломки плотных пород, 5 — отложения пирокластических потоков и их аналогов; 6 — тефра вулкана Спокойного; 7 — маркирующие прослой пеплов удаленных вулканов: КС<sub>1</sub> — Ксудач 1800, КЛ — Ключевской 5800–6000, КС<sub>2</sub> — Ксудач 6000; ХГ — Хангар 6900, КЗ — Кизимен 7500, ПЛ — Сопка Плоская ~9500 <sup>14</sup>С л.н., округленные <sup>14</sup>С возрасты извержений по [Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2007]; 8, 9 — отложения моногенных центров: 8 — тефра (разнозернистые пески, гравий и лапилли шлака), стрелка на разрезе 2 указывает предполагаемую тефру лавового потока Шишейка, 9 — лава; 10–16 — межпепловые прослой: 10 — супесь, 11 — торф, 12 — палеопочва, 13 — суглинок и озерные алевриты, 14 — речные отложения, 15 — водно-ледниковые отложения, 16 — отложения морен; 17 — радиоуглеродные даты (см. Приложение)

4.5. Возраст извержений эруптивных центров Алнейского вулканического массива и Седанкинского Дола





Пять конусов массива *Терпук* и конус *Ворота* относятся к позднеголоценовым центрам. Тогда же произошло последнее извержение на вулкане *Титила*. Все эти события датированы узким временным интервалом 2800–2700 л.н. Первыми возникли конуса Терпук, затем, после перерыва около 50 лет, сформировался конус Ворота. Завершилась эруптивная деятельность извержением на вулкане Титила. Общий объем извергнутого материала (в пересчете на плотную породу) составил порядка 1 км<sup>3</sup>.

Масса продуктов, рассчитанная согласно приведенным О.В. Дирксом [2009] объемам, составляет около  $2,4 \cdot 10^9$  т для позднеголоценового и около  $4,6 \cdot 10^9$  т для раннеголоценового этапов.

В 2004 г. автор проводил полевые работы на восточной периферии Седанкинского Дола в истоках р. Седанки. Некоторые из маркирующих пеплов этого района удалось скоррелировать благодаря тефрохронологическому профилю, проложенному от северо-западного подножия вулкана Шивелуч (рис. 4.20 и 4.21). Как видно на разрезе 4 (см. рис. 4.21), среднеголоценовые извержения конусов Терпук и Титила [Дирксен, 2009] фиксируются в ППЧ маломощными горизонтами тефр (см. фото на рис. 3.27, Б). При этом подавляющее большинство транзитных пеплов разреза принадлежит ближайшему крупному действующему вулкану — Шивелуч. По-прежнему важными геохронологическими реперами остаются маркиранты: КС<sub>1</sub> и ХГ. Появляются и новые: тефра вулкана Ключевского (КЛ) и шлаки Озерновского потока (ОЗ). Возраст маркирующих тефр см. в табл. 4.6. Тефра Седанкинского потока в ППЧ не была установлена. По устному сообщению О.В. Дирксена, он ее также не обнаружил. Поэтому 8-тысячный возраст Седанкинского потока принимается условно; весьма вероятно, что поток изливался во время раннеголоценового этапа активизации Седанкинского Дола.

В пределах Алнейского вулканического массива голоценовая активность проявилась в субсинхронном образовании лавовых потоков р. Лево́й Бело́й и Киреу́нском (2600 л.н.). Сначала образовался более южный (ЛБ), а затем — более северный (Кир) центры. В среднем голоцене (4000–4200 л.н.) фиксируются еще пирокластические отложения, связанные со взрывным кратером в массиве Алней. Обнаружены и датированы два обвала. Один (небольшой), сошедший с фронта лавового потока р. Лево́й Бело́й, непо-

средственно предваряет извержение конуса Киреу́нского потока. Другой — крупный обвал правого борта долины р. Лево́й Бело́й — образовался около 6200 (6200–6900 ?) л.н.

На Седанкинском Доле установлены [Дирксен, 2009] два этапа вулканической активизации: ранне- (8700–9300 л.н.) и позднеголоценовый (2700–2800 л.н.). Позднеголоценовый этап характеризовался последовательной (с юга на север) активизацией конусов Терпук, Ворота и Титила.

## 4.6. Строение и возраст ППЧ северной части Срединного хребта и территории северо-восточной Камчатки

Датирование извержений вулканических центров самой северной части Срединного хребта оказалось возможным только при широкомасштабных работах, охвативших территорию северо-восточной Камчатки (рис. 4.22).

Для идентификации маркирующих прослоев пеплов, в том числе принадлежащих вулкану Шивелуч, также применялся метод непрерывного прослеживания пеплов, для чего было проложено несколько профилей (рис. 4.23–4.27). Началом профилей выбраны разрезы северного подножия вулкана Шивелуч, изучение этих ППЧ проводилось автором в 2004–2007 гг. Необходимость доизучения отложений этого вулкана была вызвана тем, что, во-первых, Шивелуч является главным «поставщиком» пеплов в разрезах северо-восточной Камчатки, а, во-вторых, голоценовая эруптивная история вулкана реконструирована весьма детально [Ponomareva et al., 2007] и пеплы извержений Шивелуча, для которых определен возраст, использовались в данной работе как маркирующие прослои и геохронологические реперы.

На рис. 4.22 показано местоположение опорных разрезов, используемых в данном разделе, номера разрезов соответствуют таковым на рис. 4.23–4.27. 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.

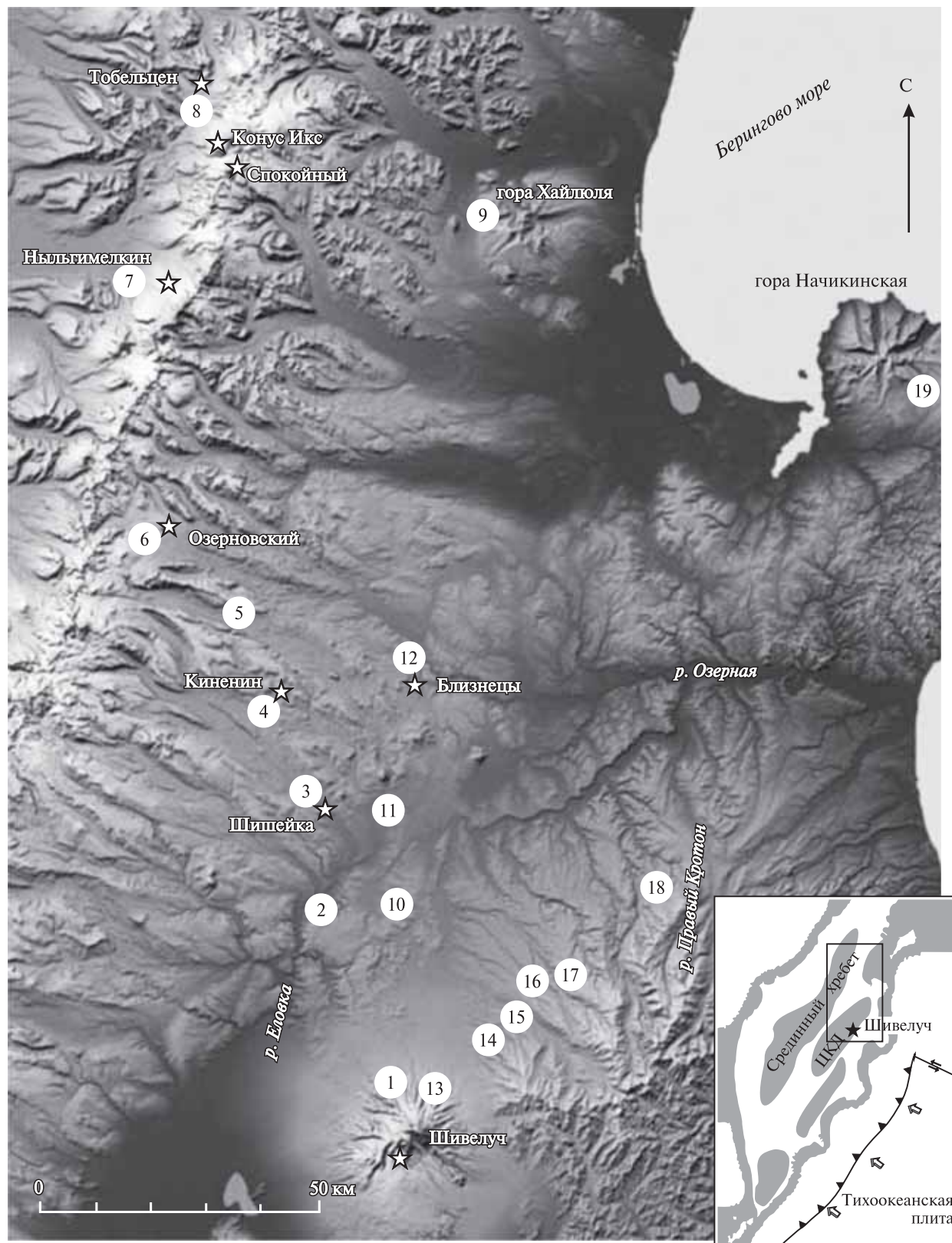
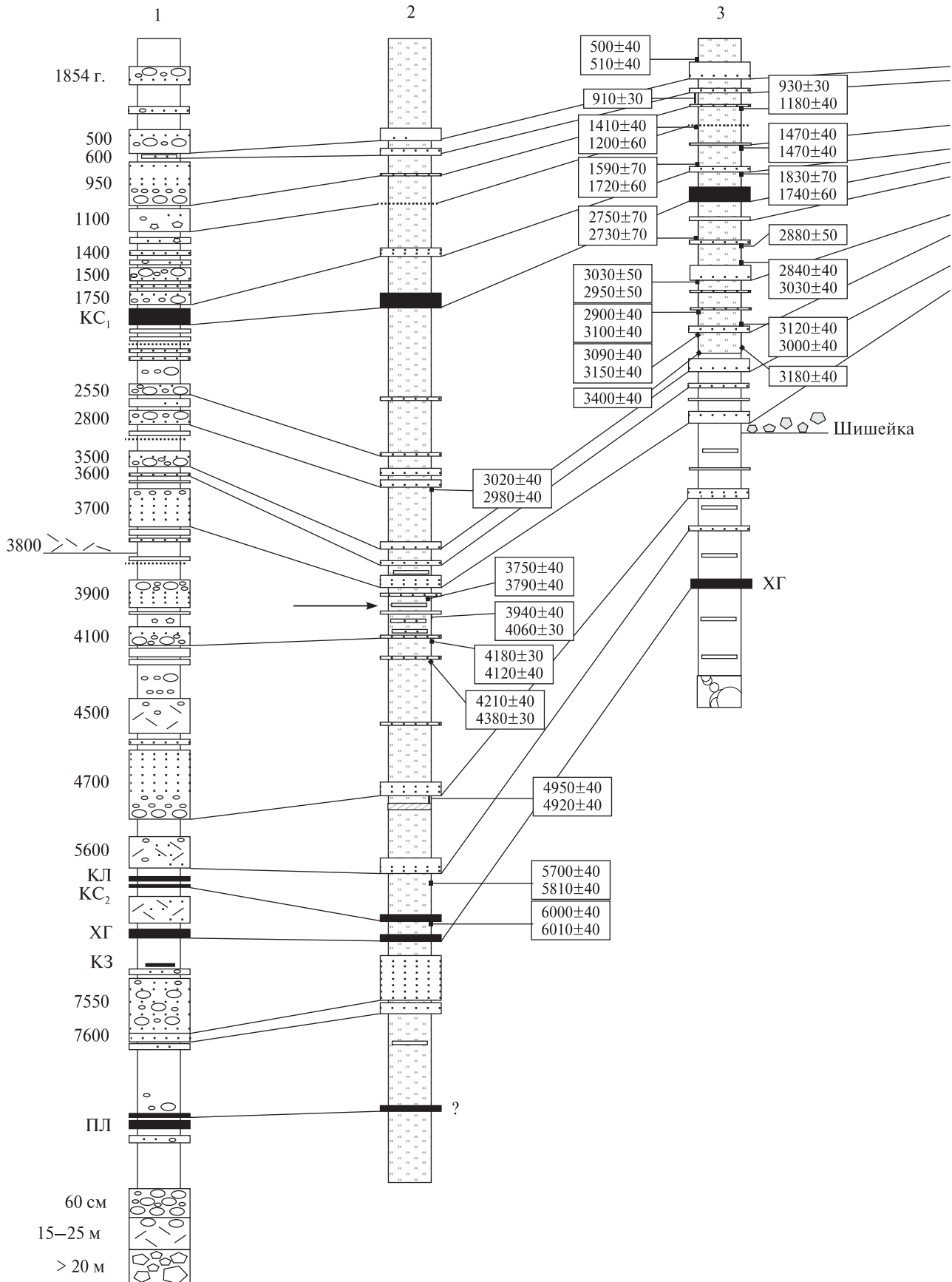
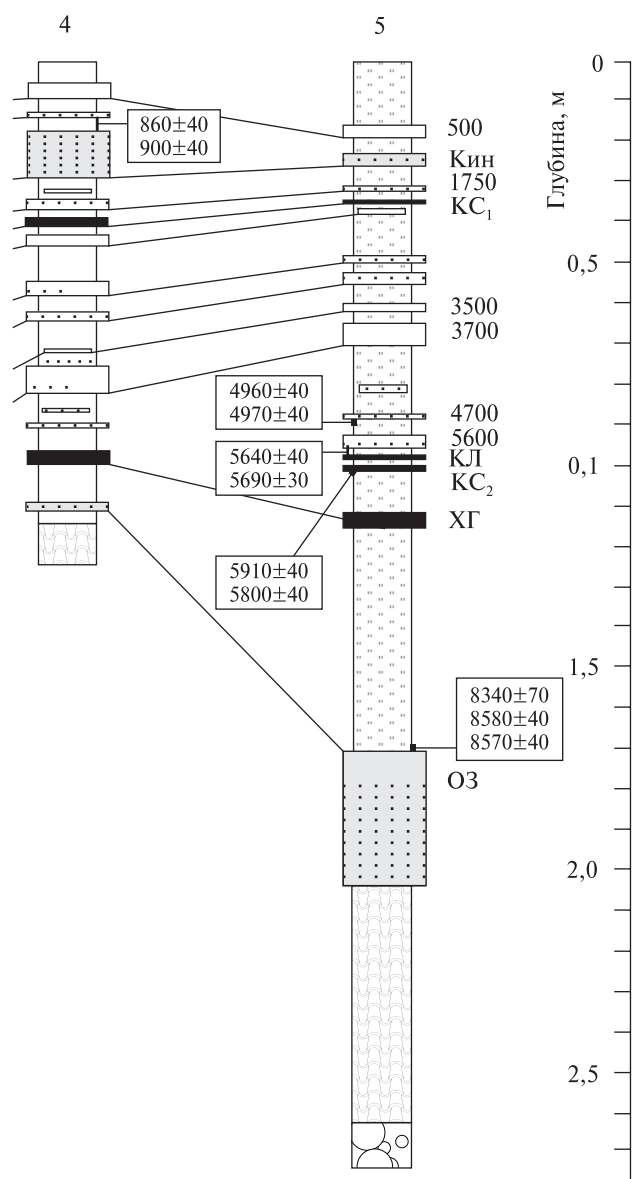


Рис. 4.22. Обзорная карта северо-восточной Камчатки

Звездочками показаны вулканические центры, для которых зафиксирована активность в голоценовое время. Цифры — номера разрезов, представленных на рис. 4.23–4.27. На врезке показано положение карты на территории полуострова





**Рис. 4.23.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов северо-западного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч (вулкан Шивелуч — верховья р. Еловки)

Разрезы: 1 — вулкан Шивелуч, руч. 1-й Ледниковый, сводный; 2 — р. Еловка ниже устья р. Кунхилок, торфяник; 3 — р. Шишей, вблизи лавового потока Шишейка, сводный; 4 — верховья руч. Киненина вблизи одноименного маара, сводный; 5 — р. Еловка выше устья руч. Кедрового, торфяник.

Используемые (на рис. 4.23–4.27) сокращения: Кин — маар Киненин; ОЗ — Озерновский поток; Нльг — конуса Нльггемелкин; Тоб — конус Тобельцен; Х — конус Икс; Южный и Северный — соответственно южный и северный центры излияний лавовых потоков Близнецы.

Условные обозначения см. на рис. 4.21, маркирующие пеплы см. в табл. 4.6

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 пеплов вулкана Шивелуч, которые обсуждаются в этом разделе, далее в тексте они обозначаются буквой «Ш» и цифрами принятого для них округленного радиоуглеродного возраста (например, Ш1500), согласно данным В.В. Пономаревой с соавторами [Ponomareva et al., 2007].

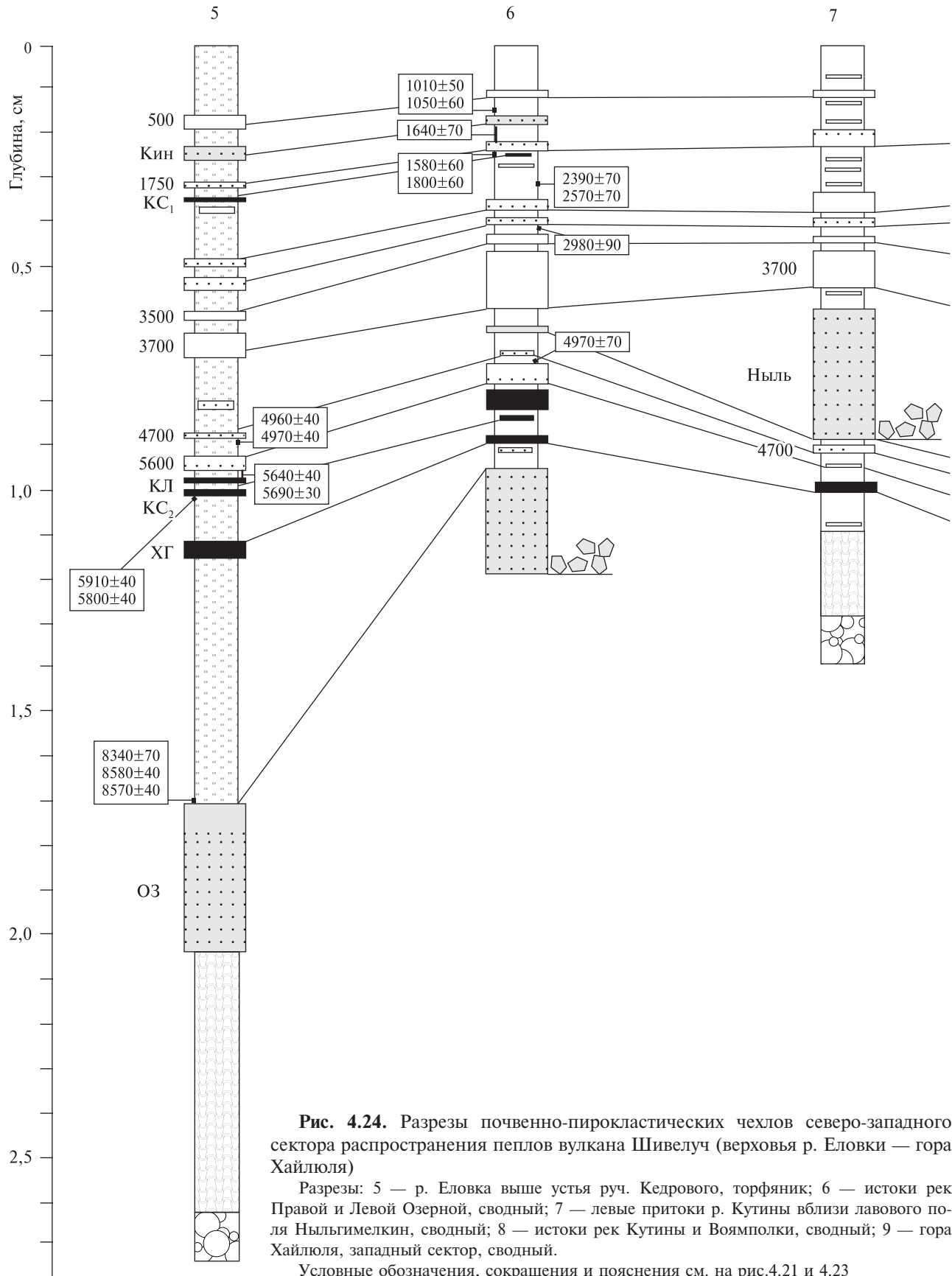
На рис. 4.23–4.27 — для облегчения графики — те же пеплы маркируются только значением возраста (например, 1500).

Анализ разрезов 3–5, 7–9, 12, 14–19, подошва которых представлена ледниковыми или водноледниковыми отложениями, свидетельствует о том, что на территории северо-восточной Камчатки голоценовые ППЧ начали формироваться 9000–10 000 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. 4.25).

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 лет.

На р. Еловке ниже устья руч. Киненин была обнаружена 8-метровая терраса (разрез 11). Ее поверхность перекрыта ППЧ, в основании которого под пеплом Ш4700 описан 6-сантиметровый слой торфа.

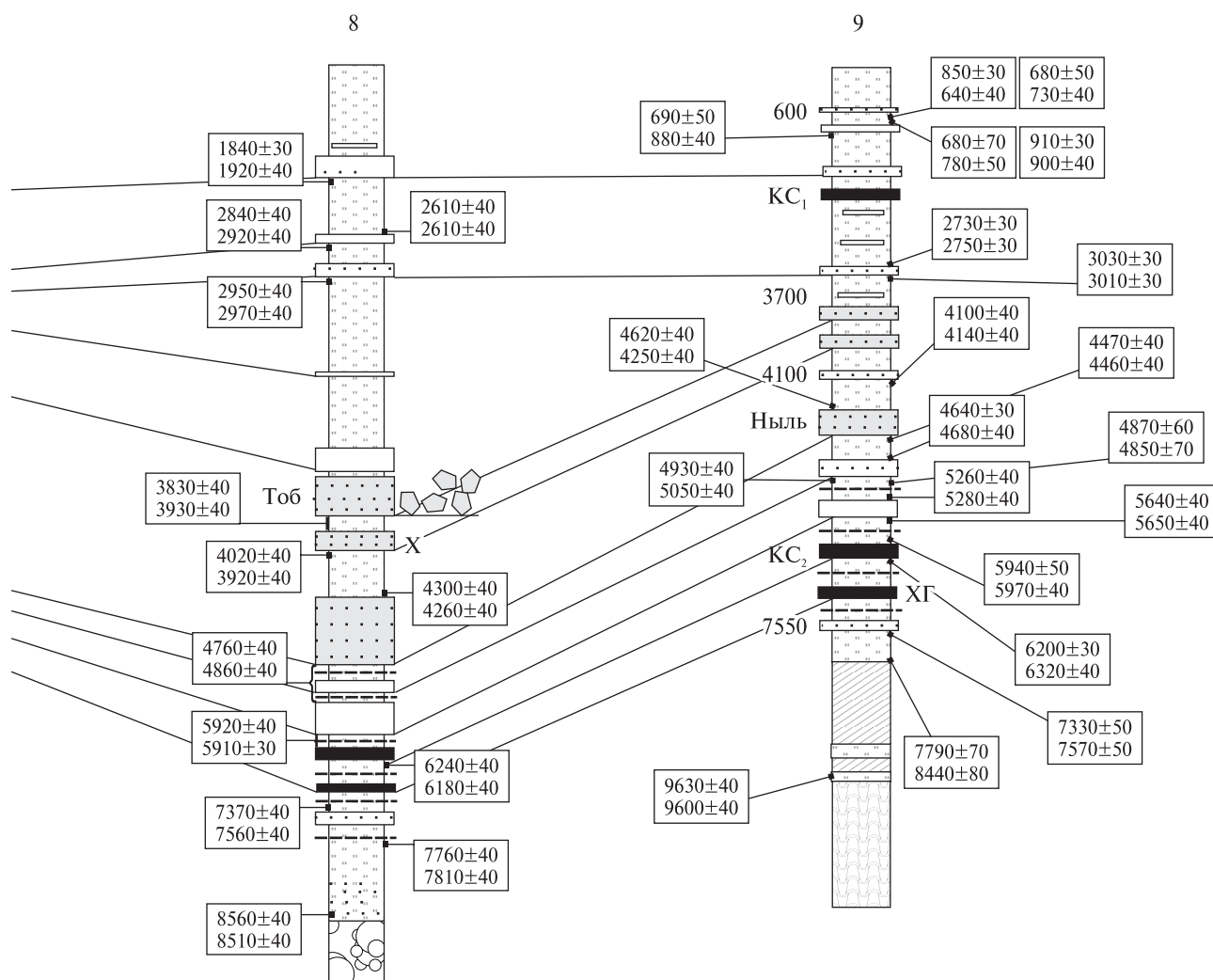
Таким образом, возраст террасы вряд ли может быть моложе 4800 лет. Ниже по течению реки в разрезе 2 (см. рис. 4.23) под пеплом Ш4700 зафиксирован горизонт типа паводковых отложений, который предположительно может быть синхронен образованию террасы разреза 11. В разрезе 2 между пеплом Ш4700 и горизонтом паводковых отложений получены даты 4950±40 и 4920±40.



**Рис. 4.24.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов северо-западного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч (верховья р. Еловки — гора Хайлюля)

Разрезы: 5 — р. Еловка выше устья руч. Кедрового, торфяник; 6 — истоки рек Правой илевой Озерной, сводный; 7 — левые притоки р. Кутины вблизи лавового поля Ныльгимелкин, сводный; 8 — истоки рек Кутины и Воямпольки, сводный; 9 — гора Хайлюля, западный сектор, сводный.

Условные обозначения, сокращения и пояснения см. на рис.4.21 и 4.23



Таким образом, если допустить синхронность обсуждаемых событий, возраст образования террасы может быть около 4900 лет.

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 северо-восточной Камчатки (см. рис. 4.23–4.25). К сожалению, радиоуглеродное датирование не всегда справляется с этой проблемой.

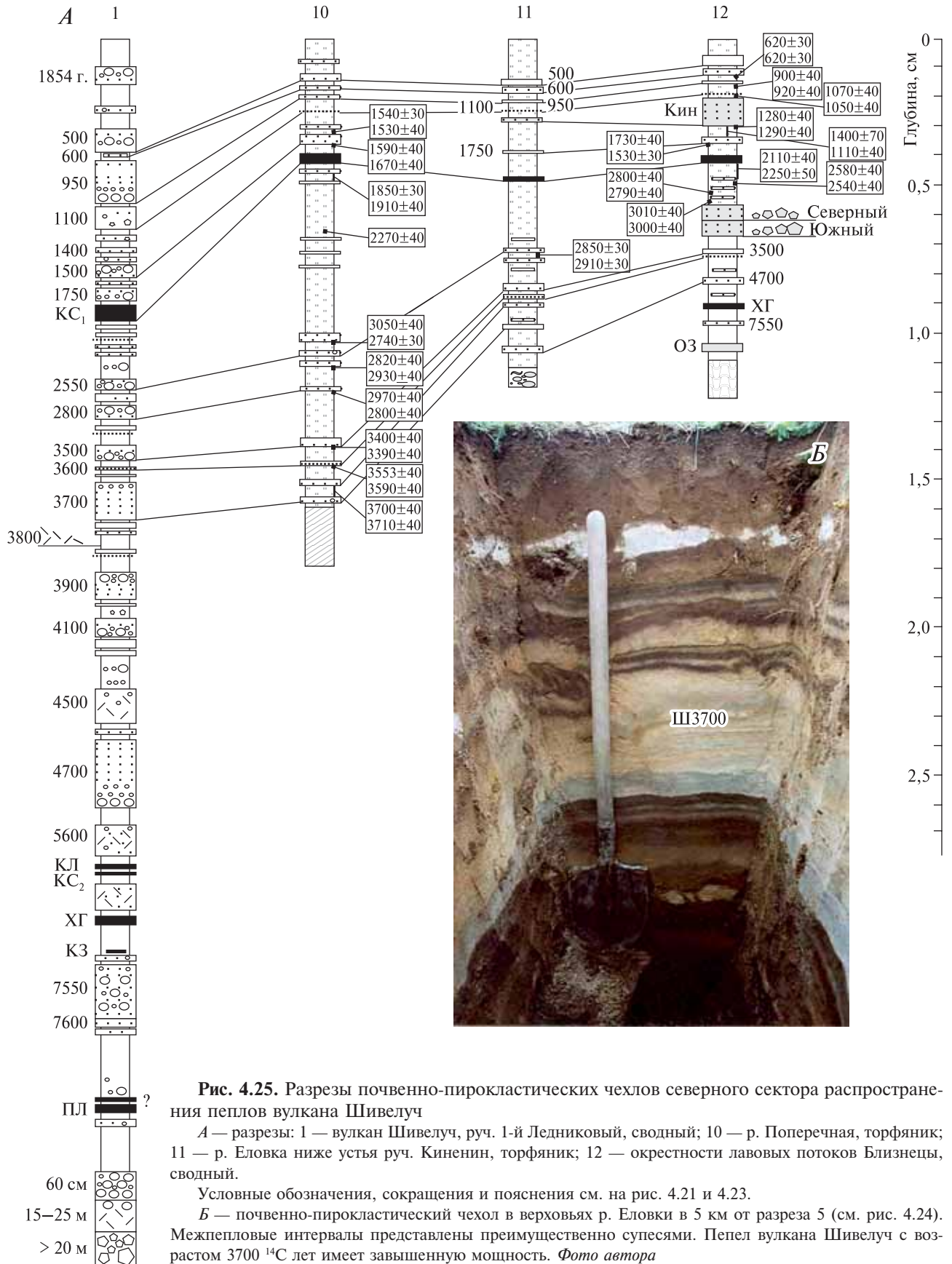
Прослеживание отдельно взятых горизонтов пеплов по северо-западному профилю (см. рис. 4.23 и 4.24) показывает, что при приближении к Срединному хребту может возникать эффект вторичного завышения мощностей (например, для пеплов Ш3700 и Ш5600), вызванного уменьшением скорости движения пеплового облака

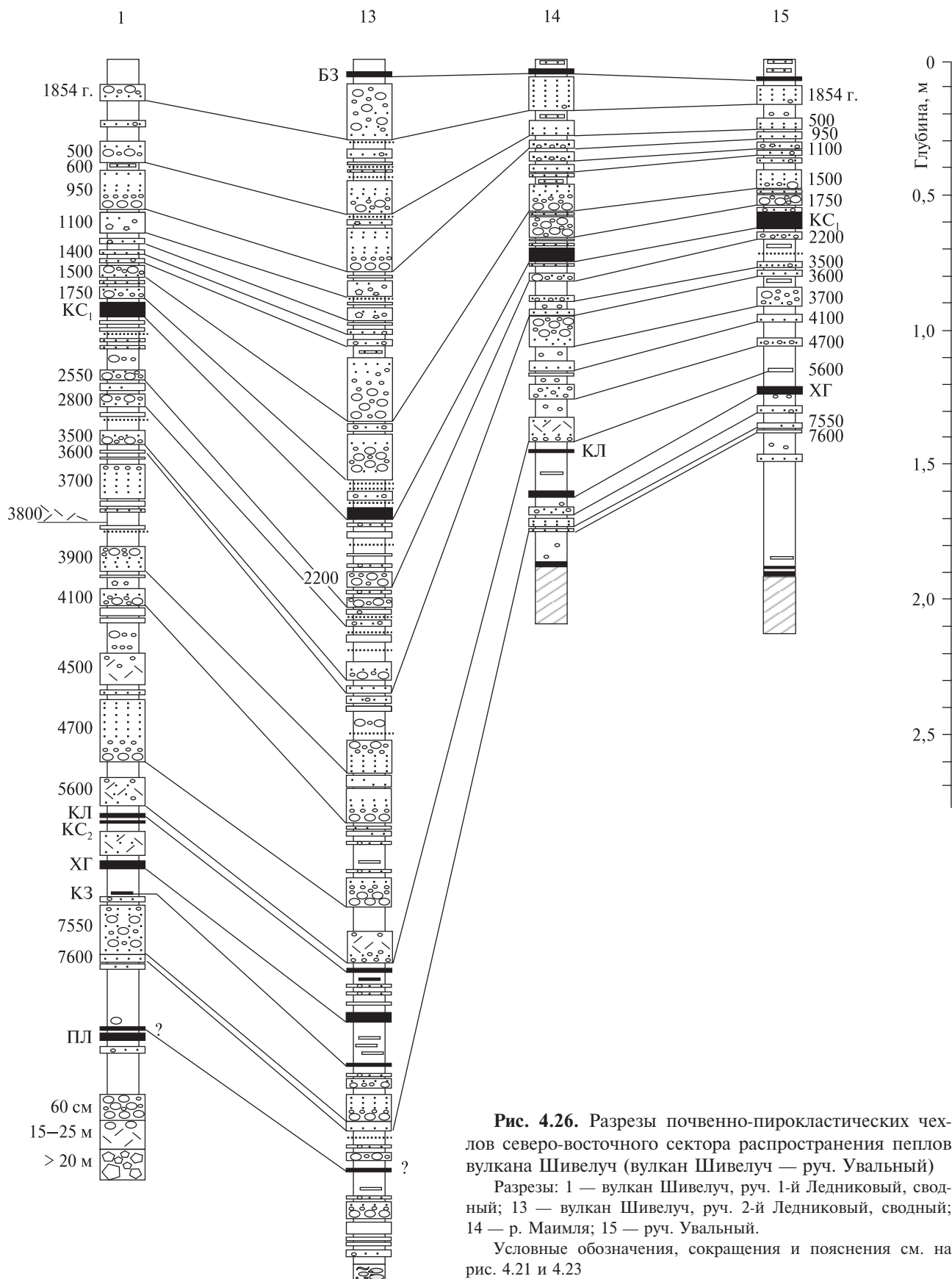
при подходе к значительной орографической преграде (см. рис. 4.25, Б).

Как показали работы, далеко не всегда только мощные горизонты пирокластики на подножии вулкана могут превращаться на удалении в маркирующие прослои.

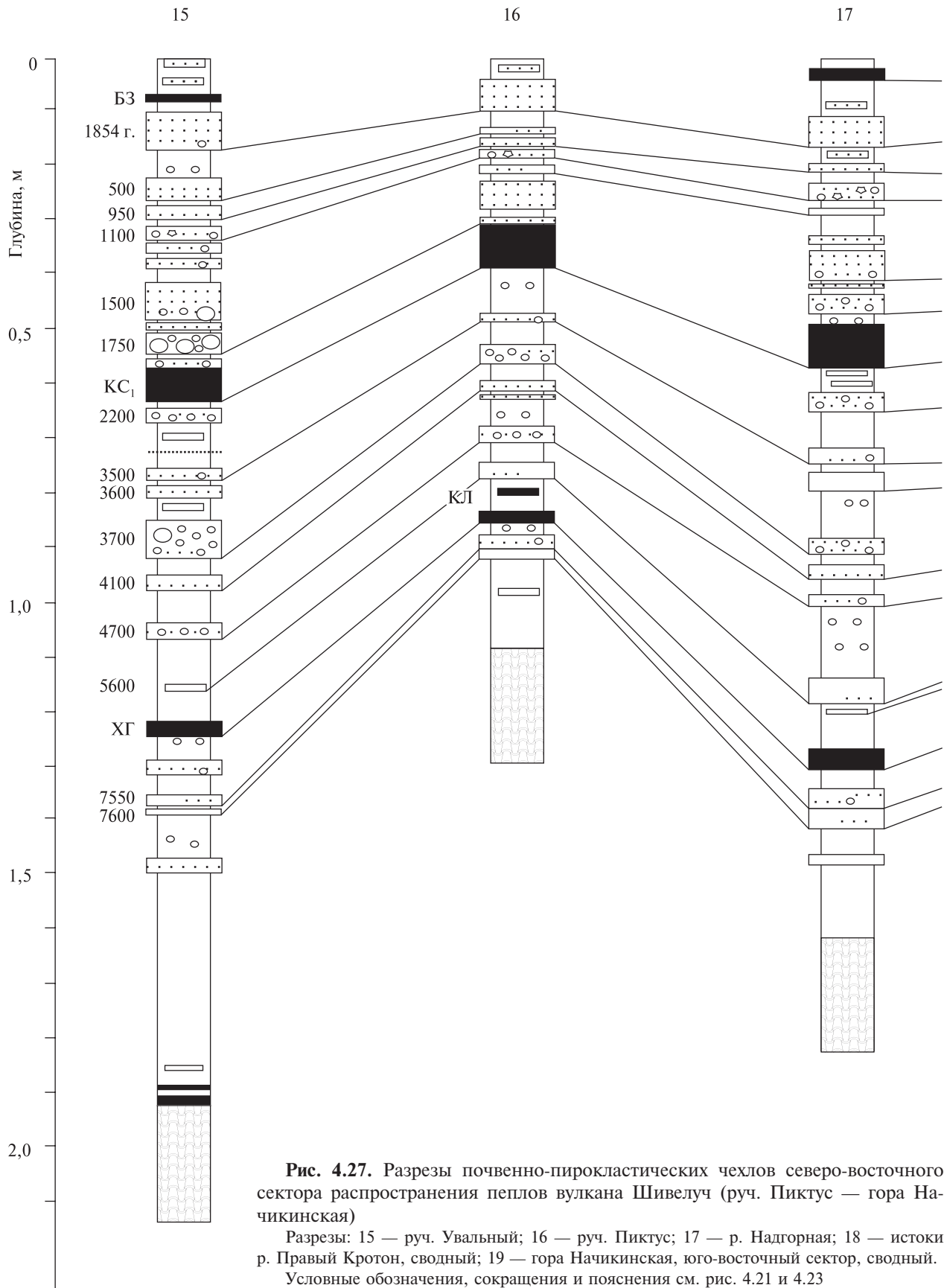
Так, например, весьма слабое извержение Ш600, лучше всего зафиксированное на подножии вулкана в ППЧ 2-го Ледникового ручья (разрез 13) и даже не вошедшее в общую эруптивную летопись Шивелуча [Ponomareva et al., 2007], дает прекрасный, обладающий яркими характеристиками маркирующий горизонт на расстоянии до 160 км к северу и северо-востоку от вулкана (см. рис. 4.24, разрез 9; рис. 4.25, разрезы 10–12; рис. 4.27, разрез 19).

На северо-восточном профиле (см. рис. 4.26 и 4.27) видно, что в кровле разрезов появляется транзитный пепел БЗ извержения вулкана Безымянного 1956 г., хотя в северных и северо-западных секторах этого пепла нет.



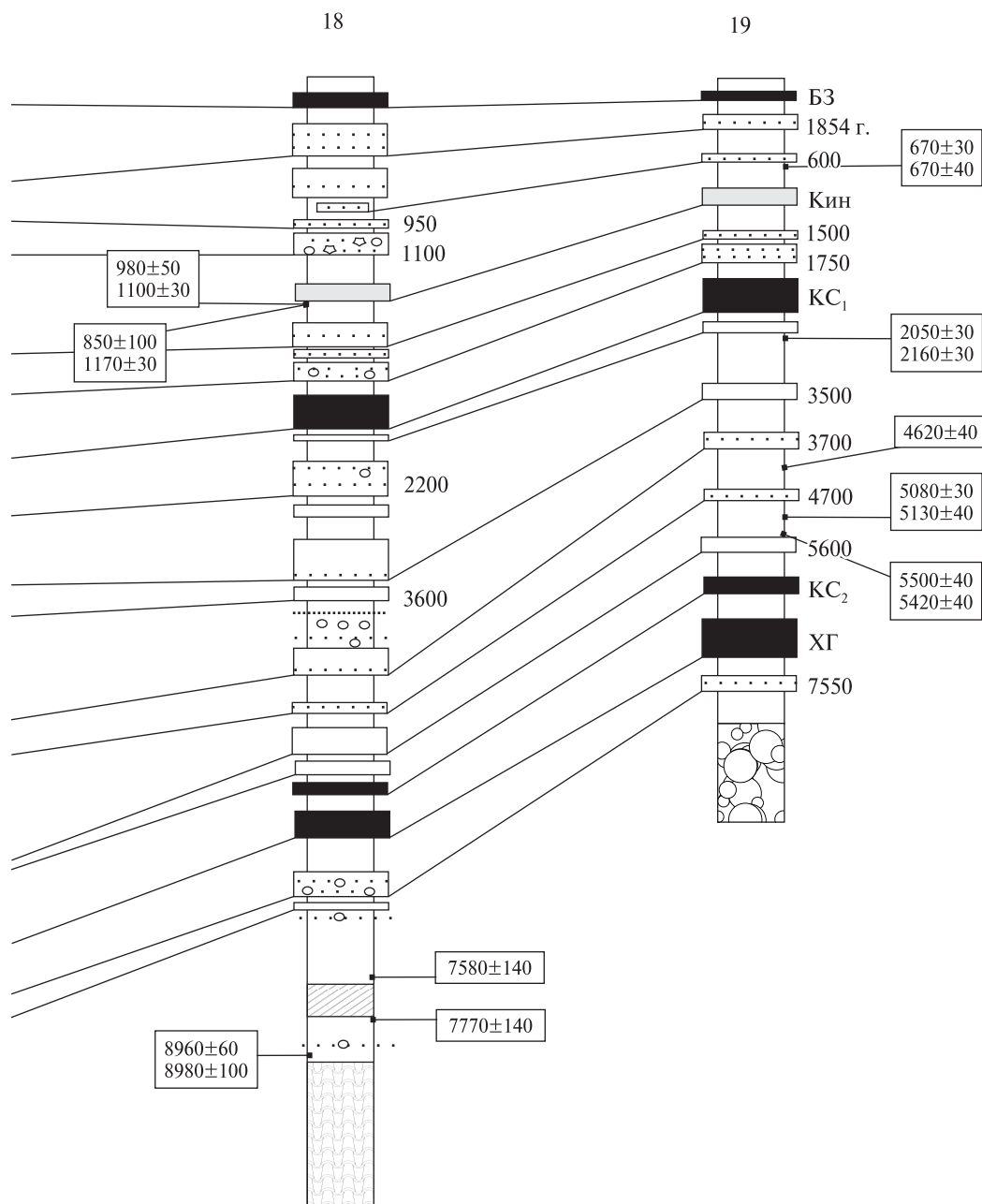






**Рис. 4.27.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов северо-восточного сектора распространения пеплов вулкана Шивелуч (руч. Пиктус — гора Начикинская)

Разрезы: 15 — руч. Увальный; 16 — руч. Пиктус; 17 — р. Надгорная; 18 — истоки р. Правый Кротон, сводный; 19 — гора Начикинская, юго-восточный сектор, сводный. Условные обозначения, сокращения и пояснения см. рис. 4.21 и 4.23



В разрезах 13–18 прекрасно выражен пепел вулкана Шивелуч с возрастом 2200 лет, которого нет в других разрезах. Это свидетельствует о том, что профиль пересекает вкрест ареалы распространения этих пеплов.

В отличие от пеплов вулкана Шивелуч, пеплы удаленных источников (вулканов Безымянного (БЗ), Ксудач (КС<sub>1</sub> и КС<sub>2</sub>), 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 мощно-

сти. Они обычно обладают характерными особенностями цвета. Это позволяет довольно уверенно идентифицировать их среди других пепловых прослоев в ППЧ.

На рис. 4.23–4.27 эти пеплы обозначаются только индексом (например, ХГ), а в тексте — индексом и округленным возрастом (например, ХГ6900). Возраст маркирующих пеплов указан по [Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2007] в табл. 4.6. Изучение особенностей вещественного состава позволило, в том числе идентифицировать на территории северо-восточной Камчатки горизонт КС<sub>2</sub> [Kyle et al., 2011].

Изучение ППЧ на территории северо-восточной Камчатки показало, что на равнинах наиболее древние голоценовые отложения начали накапливаться 9000–10 000 л.н., а в предгорьях и низкогорьях — от 8600 (разрезы 5 и 8) до 9600 (разрез 9) л.н. Террасы на р. Еловке и Поперечной образовались соответственно 3800 и 4900 л.н.

В строении ППЧ обсуждаемой территории подавляющее большинство пеплов принадлежит вулкану Шивелуч. Однако по-прежнему важное стратиграфическое значение принадлежит маркирующим прослоям КС<sub>1</sub> и ХГ.

## 4.7. Возраст молодых вулканических центров бассейна реки Еловки

В процессе проведенных работ в бассейне р. Еловки автором были выявлены и датированы три вулканических центра моногенного типа, образовавшиеся в голоцене. Это маар Киненин, а также лавовые потоки Шишейка и Близнецы. Детально их строение, последовательность извержений и отложения рассмотрены в статье [Певзнер, 2010]. Здесь же очень кратко будет рассмотрено обоснование возраста вышеперечисленных центров, поскольку эта информация важна для корреляции и прослеживания маркирующих прослоев пеплов по мере приближения к Срединному хребту.

**Шишейка.** Сводный разрез ППЧ вблизи лавового потока Шишейка имеет полный голоценовый возраст и залегает на морене (см. рис. 4.23, разрез 3). Нижний хорошо идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению вулкана Хангар, который имеет возраст около 6900 лет. Среди маркирующих прослоев установлены: Ш500, Ш600, Ш<sub>2</sub>, Ш1750, КС<sub>1</sub>, Ш3500, Ш3700, Ш4700, Ш5600, ХГ, а также тефра маара Киненин (Кин 1300). Пирокластических отложений, ассоциированных с лавовым потоком, в северо-западном секторе предположительного распространения уверенно установить не удалось. В разрезах на поверхности лавового потока самым древним прослоем тefры оказался пепел вулкана Шивелуч с возрастом 3700 лет. При этом в полных голоценовых разрезах ниже пепла Ш3700 уверенно прослежен только пепел Ш4700.

На основании этих данных можно считать, что лавовый поток образовывался в интервале

4700–3700 л.н. Учитывая небольшую мощность супеси, подстилающую пепел Ш3700 в разрезах на лавовом потоке, а также наличие в разрезе 2 (см. рис. 4.23) маломощного прослоя «дробленки» плотных светло-серых пород (предположительно тefра Шишейки), над которым получены даты 3750±40 и 3790±40, а несколькими сантиметрами ниже имеются даты 3940±40 и 4060±30, возраст извержения был принят около 3800 лет (рис. 4.28).

**Киненин.** Сводный разрез ППЧ вблизи маара Киненин имеет полный голоценовый возраст и залегает на водно-ледниковых отложениях (см. рис. 4.23, разрез 4).

Нижний хорошо идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению Озерновского потока (см. ниже). Среди маркирующих прослоев установлены: Ш500, Ш600, Ш1750, КС<sub>1</sub>, Ш3500, Ш3700, ХГ, ОЗ. Тefра маара также встречена в разрезах 5, 6, 11, 12, 18, 19 (см. рис. 2.24, 4.25, 4.27).

В разрезах 3, 11, 12 и 18 тefра маара перекрыта пеплом фреатического извержения вулкана Шивелуч, для которого В.В. Пономарева приводит даты около 1100 лет [Ponomareva et al., 2007].

В разрезах 18 и 19 ниже тefры маара зафиксирован маломощный горизонт тefры Шивелуча с возрастом около 1500 лет. Таким образом, извержение маара могло происходить в интервале возраста от 1500 до 1100 л.н.

При радиоуглеродном датировании тefры маара Киненин был получен массив дат с довольно большим разбросом значений [Певзнер, 2010]. Учитывая особенности датировемого материала, поведение массивов дат по отдельным разрезам с последовательным отбором образцов, а также стратиграфический интервал 1500–1100 лет, определенный по маркирующим прослоям пеплов, наиболее вероятный возраст извержения маара Киненин может быть около 1300 лет (рис. 4.29, В).

**Близнецы.** Сводный разрез ППЧ вблизи лавовых потоков Близнецы имеет полный голоценовый возраст и залегает на водно-ледниковых отложениях (см. рис. 4.25, разрез 12).

Нижний, хорошо идентифицируемый прослой пепла принадлежит извержению Озерновского потока (см. ниже). Среди маркирующих прослоев установлены: Ш500, Ш600, Ш<sub>2</sub>, Ш1100, Ш1750, КС<sub>1</sub>, Ш3500, Ш3700, Ш4700, ХГ, Ш7550, ОЗ.

Тefра Близнецов представлена пачкой сложностратифицированных отложений фреатомаг-

матических 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 л.н. На поверхности лавовых потоков отчетливо фиксируется пепел КС<sub>1</sub> (1800 лет), который залегает на лавах со значительным перебивом.

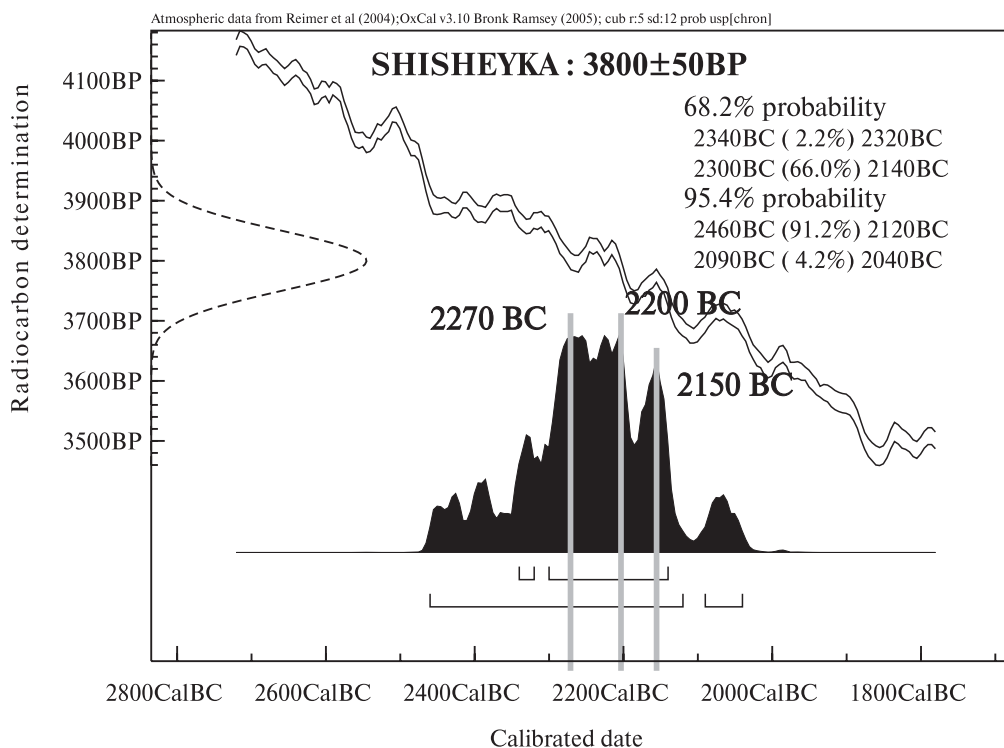
Лавовые потоки расположены в просторной довольно плоской долине, днище которой в настоящее время представлено кочкарниковыми тундрами с очень большим количеством озер и болот. Надо думать, что во время излияния лав, природная ситуация была аналогичной. Лавовый поток Северный в процессе своего движения 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 водоупо-

ром, начали образовываться новые озера и болота. В нижних частях этих молодых торфяников ниже пепла КС<sub>1</sub> были встречены три маломощные пемзовые тефры, которые фрагментарно встречались в разрезах и на лавовых потоках.

Возраст подошвы торфа оценивается датами 3010±40 и 3000±40, что, с учетом времени для зарастания новообразованной поверхности, может свидетельствовать о том, что лавовые потоки Близнецы образовались около 3100–3200 л.н. (см. рис. 4.29, Г), что не противоречит положению тефры извержений выше пепла Ш3500 (см. выше).

В процессе проведенных работ в бассейне р. Еловки были выявлены и датированы три вулканических центра моногенного типа, образовавшиеся в голоцене. Это маар Киненин (1300 л.н.), а также лавовые потоки Шишейка (3800 л.н.) и Близнецы (3100–3200 л.н.). Лавовые потоки Близнецы расположены в 80 км к северу от вулкана Шивелуч и, таким образом, именно они, а не Шивелуч, маркируют северную границу голоценовой вулканической активности зоны Центральной Камчатской депрессии.



**Рис. 4.28.** Лавовый поток Шишейка, радиоуглеродный возраст извержения и его калиброванное значение по [Bronk Ramsey, 2005]

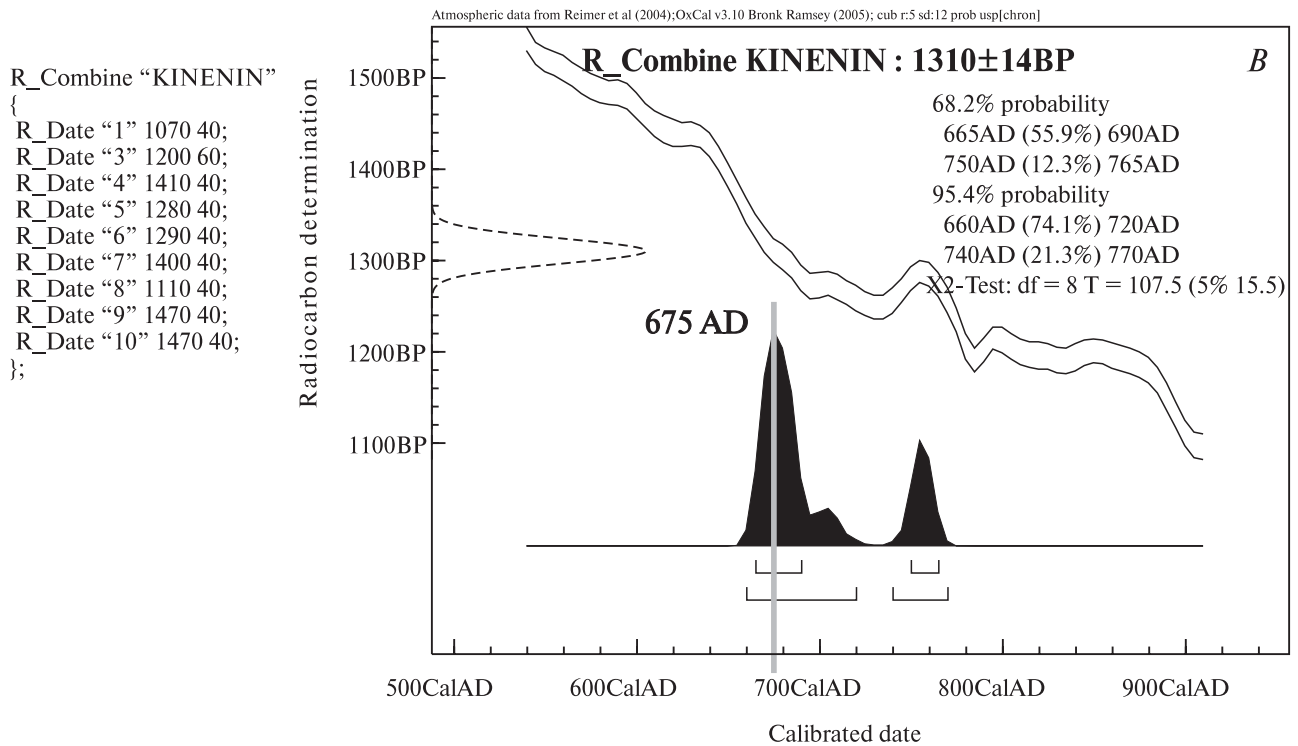
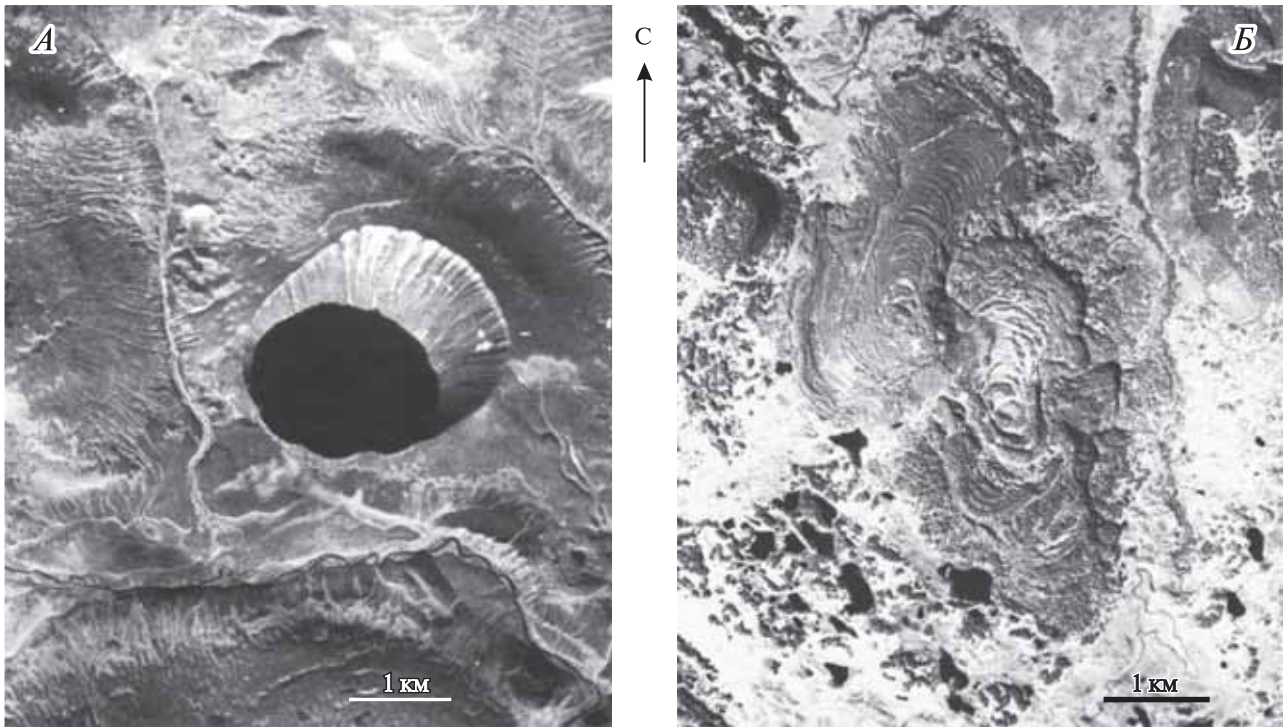


Рис. 4.29. Маар Киненин (А) и лавовые потоки Близнецы (Б) на аэрофотоснимках; радиоуглеродный возраст извержений и его калиброванное значение по [Bronk Ramsey, 2005] для маара Киненин (В) и лавовых потоков Близнецы (Г)

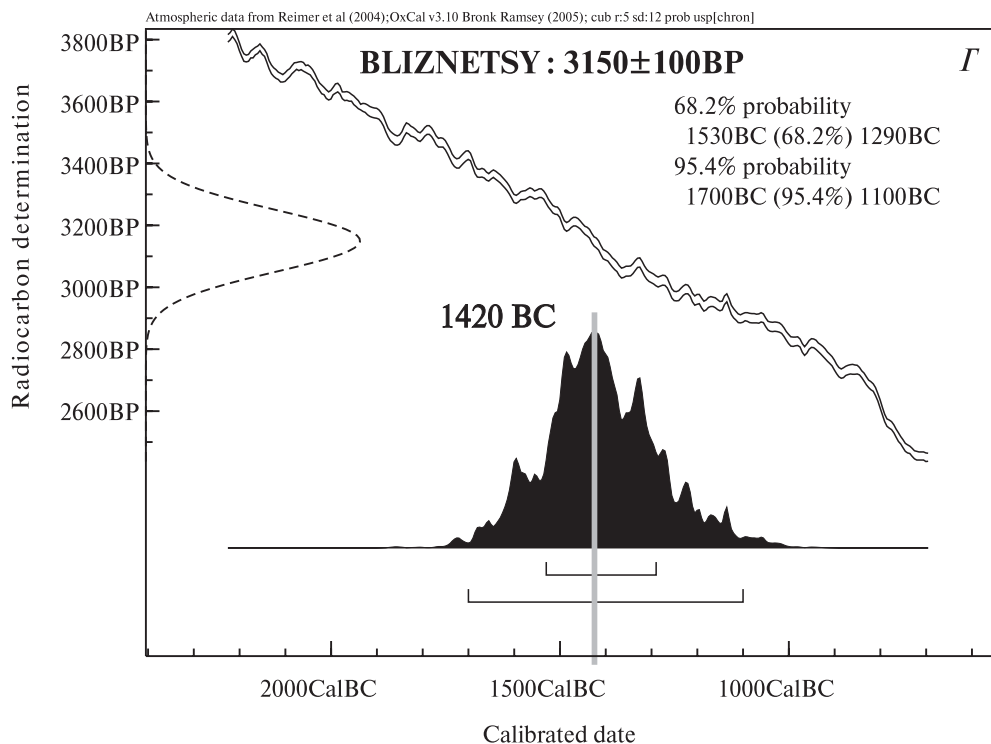


Рис. 4.29. Окончание

## 4.8. Возраст молодых вулканических центров северной части Срединного хребта

### 4.8.1. Озерновский поток

Сводный разрез ППЧ вблизи Озерновского лавового потока имеет полный голоценовый возраст и залегает на водно-ледниковых отложениях и морене (см. рис. 4.24, разрез 5). Среди маркирующих прослоев установлены: Ш500, Кин, Ш1750, КС<sub>1</sub>, Ш3500, Ш3700, Ш4700, Ш5600, КЛ, КС<sub>2</sub>, ХГ. Нижний прослой пепла (ОЗ) 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 запаздыванием. Учитывая 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 л.н.

Таким образом, извержение Озерновского потока могло произойти в интервале времени 9400–8600 л.н. Существенно более северное местоположение обсуждаемого разреза и запаздывание зарастания в раннем голоцене довольно мощных отложений шлаков позволяют предположить, что извержение произошло в интервале 9300–8800 л.н. (рис. 4.30). Гистограммы *A* и *B* на рис. 4.30 показывают максимально возможные хронологические рамки, а гистограмма *B* — предположительно среднее значение возраста извержения. Лавы Озерновского потока (см. рис. 4.24, разрез 6) перекрыты ППЧ, в основании которого присутствует тефра его шлакового конуса.

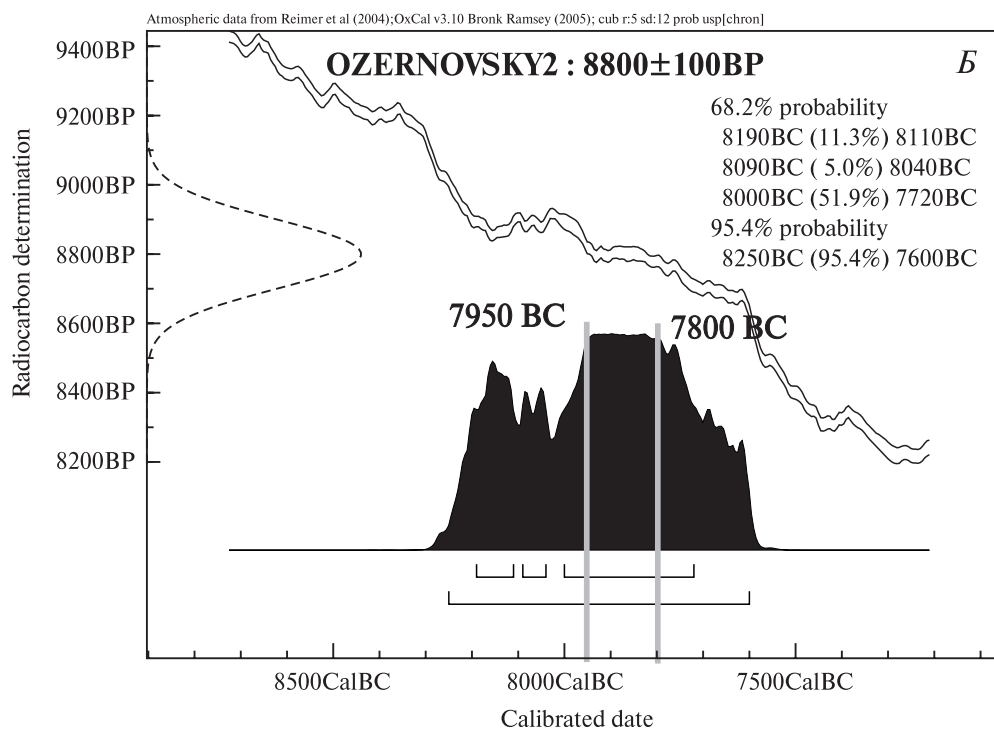
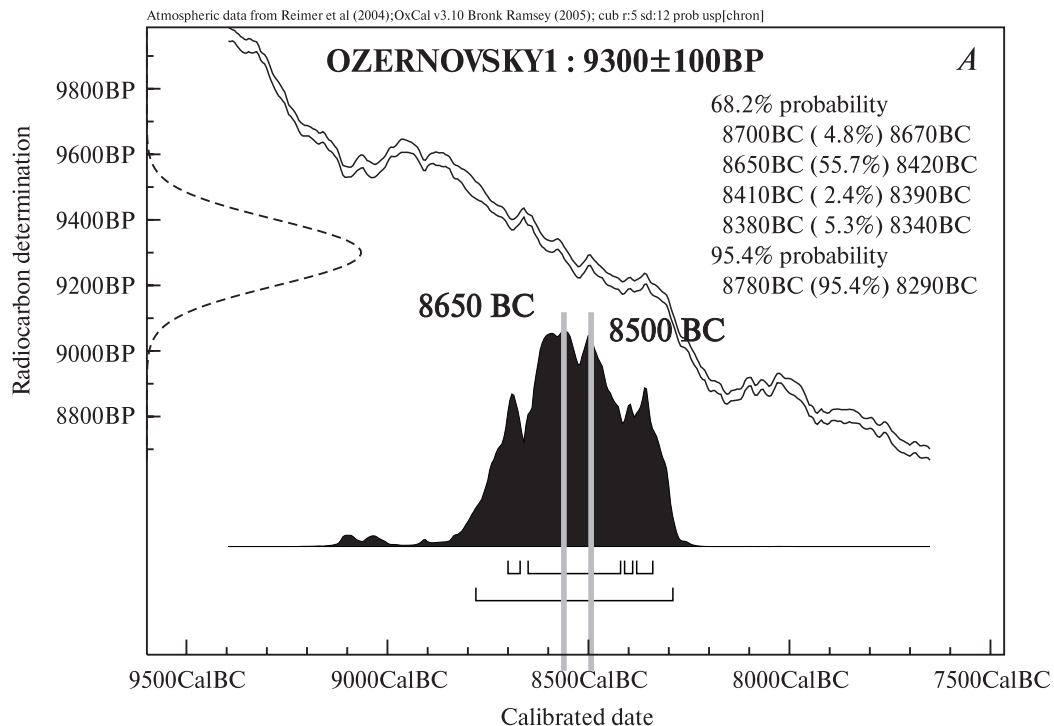


Рис. 4.30. Возможные варианты радиоуглеродного возраста (А–В) и его калиброванного значения по [Bronk Ramsey, 2005] для извержения Озерновского лавового потока

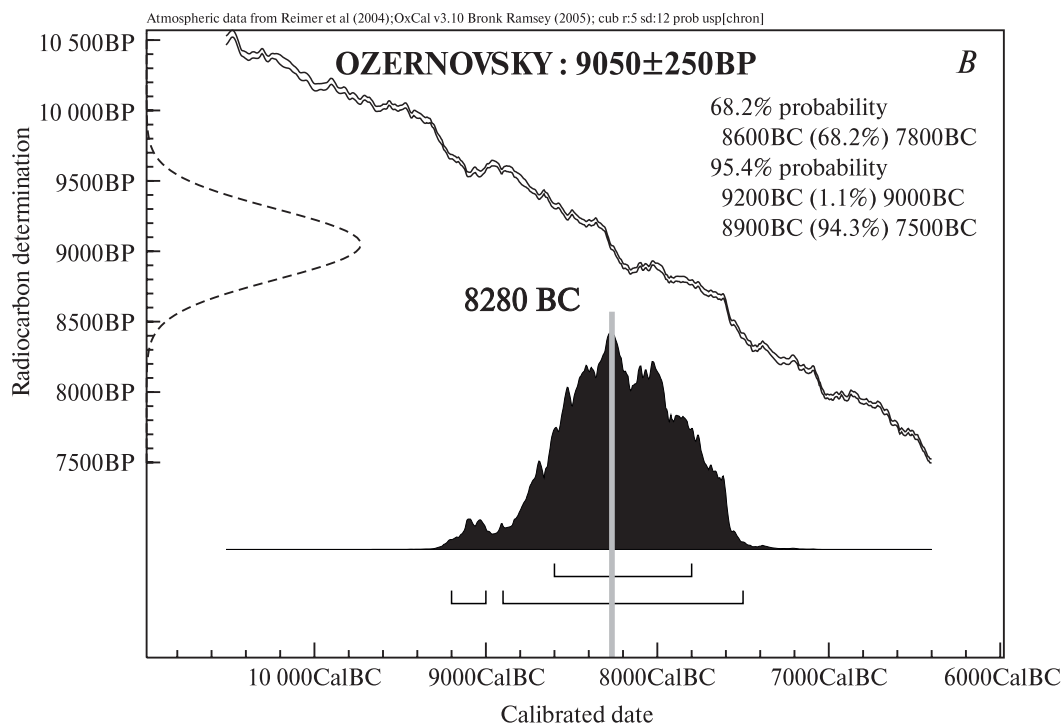


Рис. 4.30. Окончание

### 4.8.2. Конусы Ныльгимелкин

Сводный разрез ППЧ вблизи лавовых потоков Ныльгимелкин имеет полный голоценовый возраст и залегает на водно-ледниковых отложениях и морене (см. рис. 4.24, разрез 7). Среди маркирующих прослоев установлены: Ш500, Ш1750, КС<sub>1</sub>, Ш3500, Ш3700, Ш4700, Ш5600, ХГ. Тефра шлаковых конусов представлена пачкой сложностратифицированных шлаков и в разрезах расположена между пеплами вулкана Шивелуч с возрастом 3700 и 4700 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 Спокойного и горы Хайлюли (см. рис. 4.24, разрезы 8 и 9).

Для тефры конусов Ныльгимелкин получен массив радиоуглеродных дат, представленный в табл. 4.7. Наиболее древняя дата над тефрой — около 4600, наиболее молодая под ней — около 4500 лет. С учетом возможного эффекта омоложения дат по торфам [Zaretskaia et al., 2001, 2007] образование шлаковых конусов и лавовых потоков Ныльгимелкин представляется наиболее вероятным около 4600 л.н.

Таблица 4.7. Радиоуглеродные даты, использованные для определения возраста извержения Ныльгимелкин

Номер п/п	<sup>14</sup> C дата, лет	Датированная фракция	Номер	
			лабораторный	разреза на рис. 4.24
<i>Над тефрой</i>				
1	4300±40	г1	ГИН-13404	8
2	4260±40	г2		
1	4620±40	г1	ГИН-13725	9
2	4250±40	г2		
<i>Под тефрой</i>				
3	4470±40	г1	ГИН-13748	9
4	4460±40	г2		
5	4640±30	г1	ГИН-13726	9
6	4680±40	г2		
5	4860±40	г1	ГИН-13405	8
6	4760±40	г2		

*Примечание.* Даты получены по щелочным вытяжкам из торфа: г1 — первая (холодная), г2 — вторая (горячая).

Однако при обработке дат (рис. 4.31) становится очевидным, что, согласно получен-

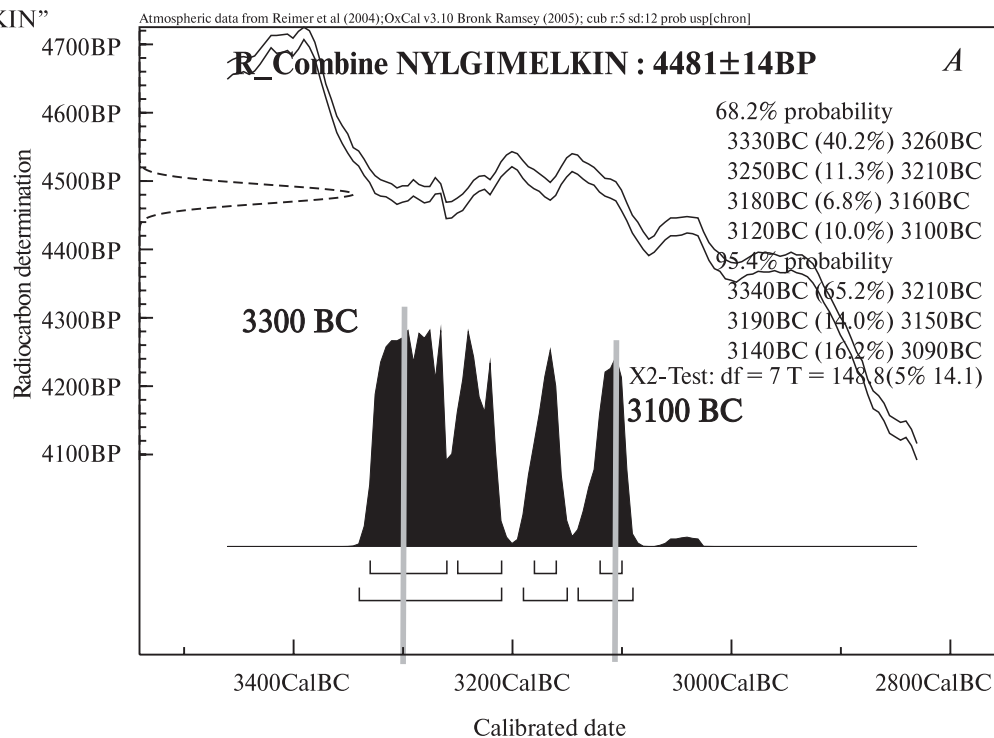


ным данным, возраст извержения Ныльгимелкин может быть заключен в интервале 4450–4540 л.н. В силу того, что этот интервал времени попадает на платообразный участок

калиброванной кривой, без новых дополнительных дат мы вынуждены ограничиваться средним округленным значением извержения около 4500 лет.

R\_Combine "NYLGIMELKIN"

```
{
R_Date "1" 4300±40;
R_Date "2" 4260±40;
R_Date "3" 4620±40;
R_Date "4" 4250±40;
R_Date "5" 4470±40;
R_Date "6" 4460±40;
R_Date "7" 4640±30;
R_Date "8" 4680±40;
};
```



R\_Combine "NYLGIMELKIN"

```
{
R_Date "3" 4620±40;
R_Date "4" 4250±40;
R_Date "5" 4470±40;
R_Date "6" 4460±40;
R_Date "7" 4640±30;
R_Date "8" 4680±40;
};
```

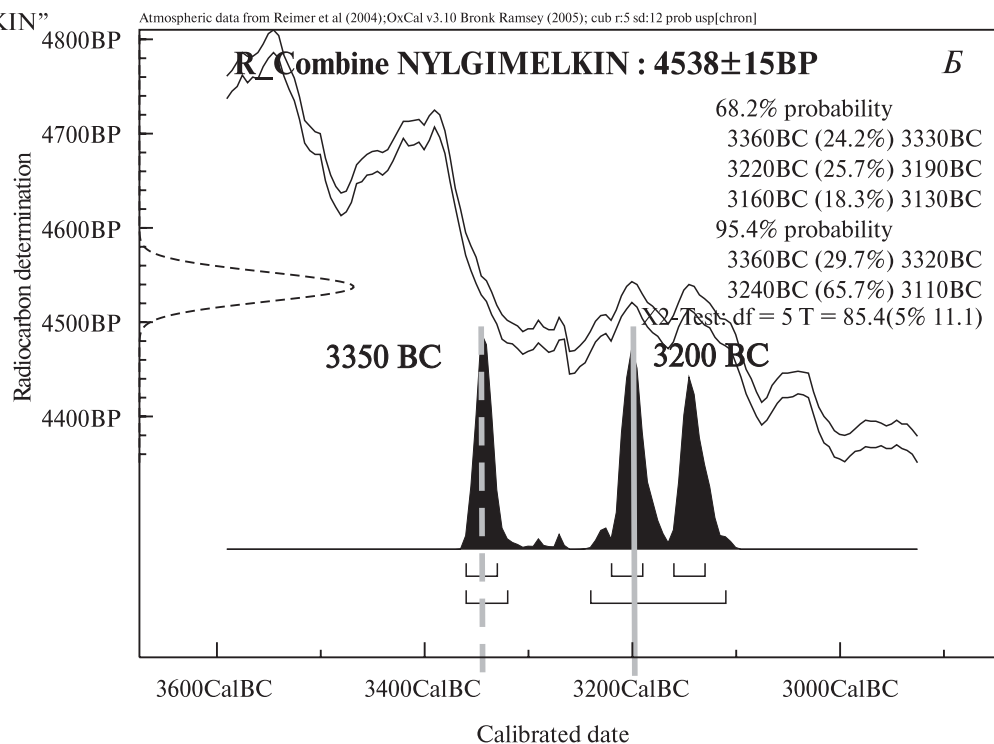


Рис. 4.31. Возможные варианты радиоуглеродного возраста (А–В) и его калиброванного значения по [Bronk Ramsey, 2005] для извержения Ныльгимелкин

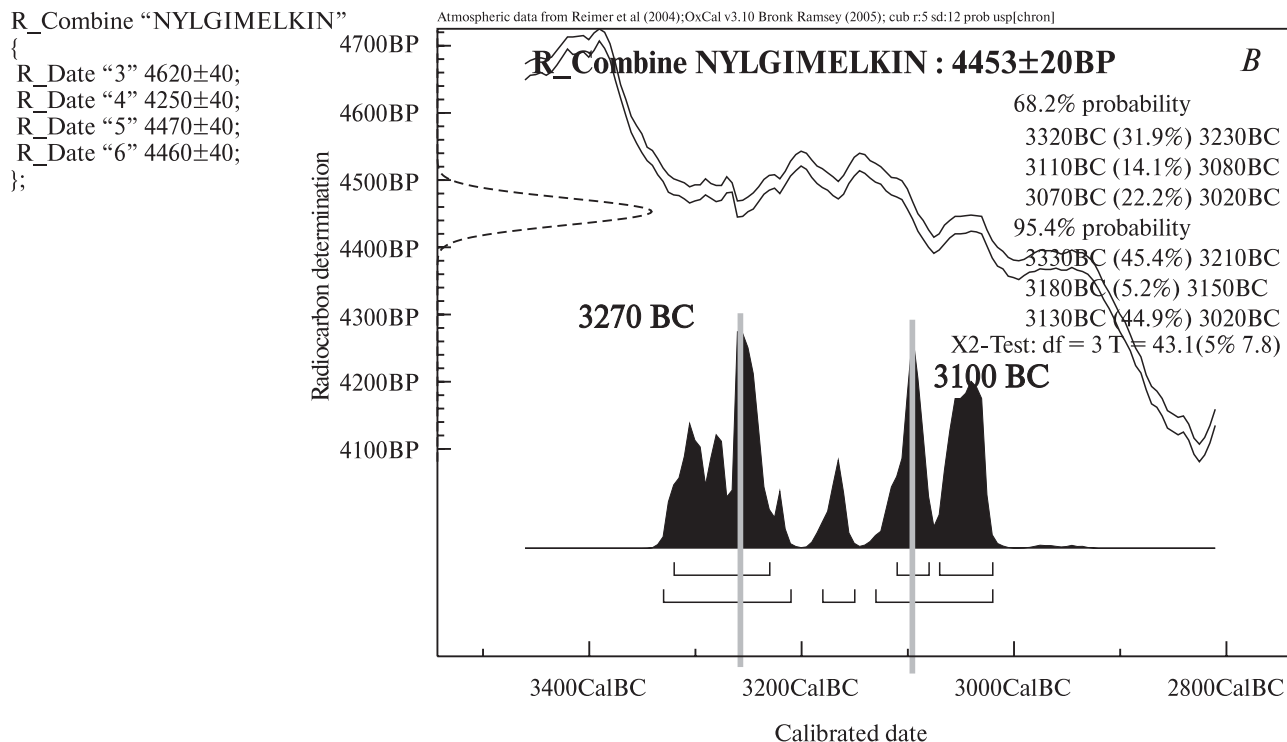


Рис. 4.31. Окончание

### 4.8.3. Конус Тобельцен и конус Икс

Сводный разрез ППЧ вблизи лавового потока Тобельцен имеет полный голоценовый возраст и залегает на морене и/или плейстоценовых лавах (см. рис. 4.24, разрез 8). Среди маркирующих прослоев установлены: Ш1750, Ш3700, Ш4700, Ш5600, КС2, ХГ, Ш7550, а также горизонт шлака извержения Ньльгимелкин (Ньль).

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 Ньльгимелкин 4500 лет. Между тefрами Тобельцена и конуса Икс получены даты 3830±40 и 3930±40. Под тefрой конуса Икс имеются даты 4020±40 и 3930±40. В торфяниках у горы Хайлюли (см. рис. 4.24, разрез 9) ниже тefры конуса Икс зафиксирован маломощный прослой пепла вулкана Шивелуч с возрастом около 4100 лет. На основании вышеперечисленного возраст шлакового конуса и лавового потока Тобельцен может быть оценен около 3800 лет (рис. 4.32, А), а конуса Икс около 3900 лет (см. рис. 4.32, Б).

Конус Тобельцен расположен «на выходе» из обвального цирка горы Кокловын (см. ниже рис.

3.38). При том, что цирк образовался в доголоценовое время и имеет следы ледникового воздействия, внутри цирка зафиксированы обширные осыпи, отложения которых непосредственно перекрываются, а иногда даже смешиваются со шлаками Тобельцена. По-видимому, это свидетельствует о значительной сейсмической активности, предвавшей и сопровождавшей извержение.

### 4.8.4. Вулкан Спокойный

В качестве сводного разреза ППЧ для вулкана Спокойного можно использовать только что рассмотренный разрез 8 на рис. 4.24.

На западном и восточном подножии вулкана, а также в торфяниках у горы Хайлюли (разрез 9 на рис. 4.24) в нижних частях разрезов ППЧ встречено шесть маломощных горизонтов тefры, представленной разнотельным вулканическим песком до мелкого гравия пемзы светло-палевого цвета.

Последовательное прослеживание пеплов вулкана Шивелуч (см. рис. 4.23–4.25) показывает, что в данных возрастных интервалах пеплы Шивелуча в этих районах не отлагались. Пирокластика представляет собой высококалийевый андезидацит и

содержит биотит, что свидетельствует о ее принадлежности вулканическому центру Срединного хребта. Особенности обсуждаемого материала свидетельствуют в пользу того, что он принадле-

жит полигенному вулкану эксплозивного типа. В этом районе хребта лучшую морфологическую сохранность и прекрасно выраженный вершинный кратер имеет только вулкан Спокойный.

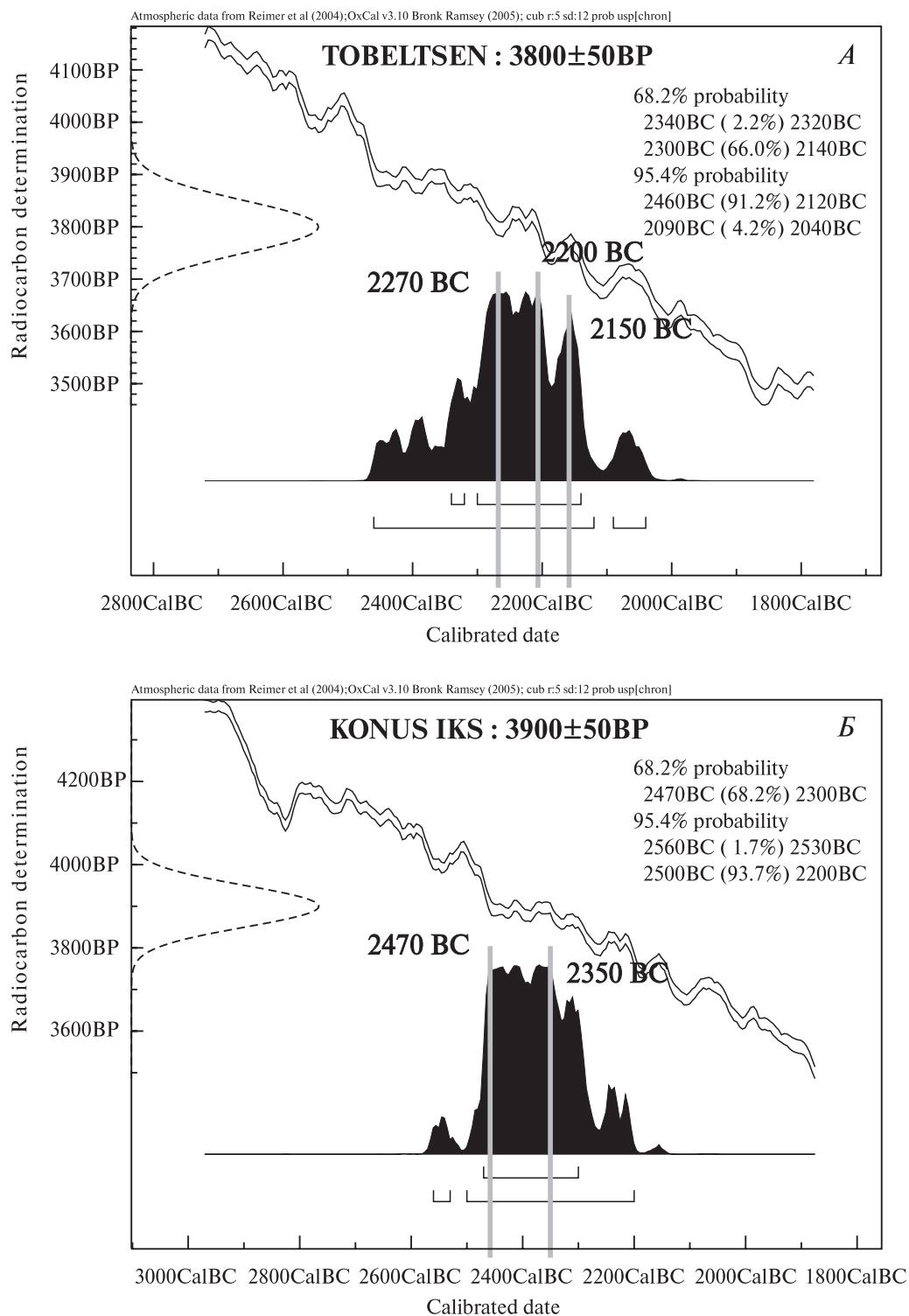
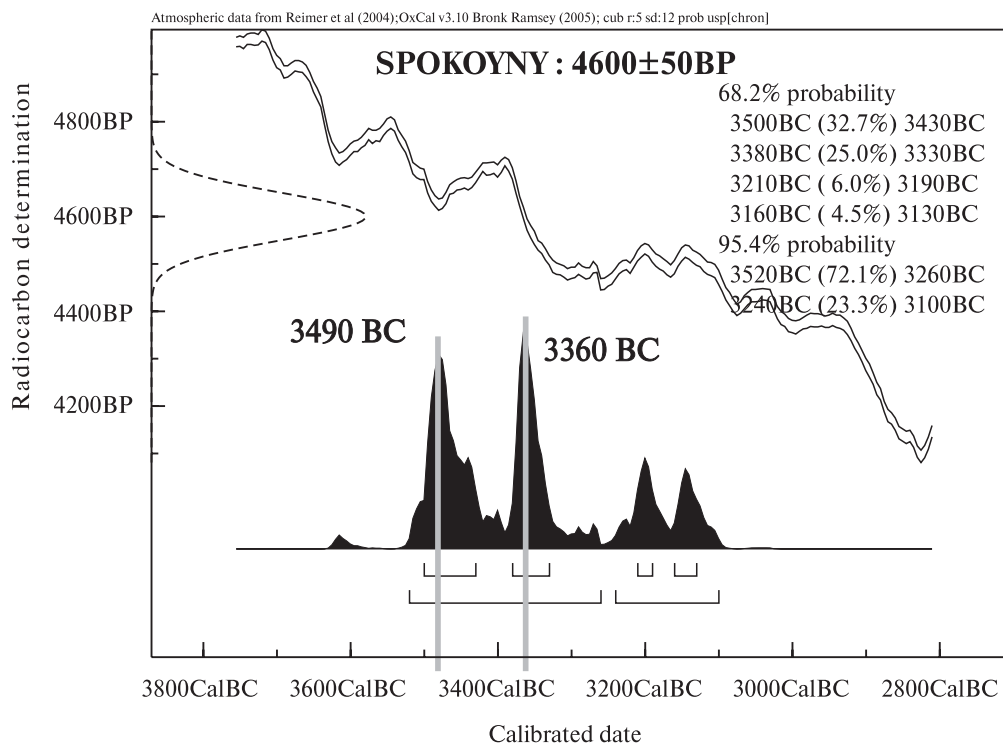


Рис. 4.32. Радиоуглеродный возраст и его калиброванное значение по [Bronk Ramsey, 2005] для извержения Тобельцен (А) и конус Икс (Б)



**Рис. 4.33.** Радиоуглеродный возраст и его калиброванное значение по [Bronk Ramsey, 2005] для последнего извержения вулкана Спокойного

В связи с этим, обнаруженные горизонты тефры допустимо связать с его деятельностью.

*Самое раннее извержение* вулкана Спокойного фиксируется ниже пепла Ш7550. Под пеплом получены даты  $7760\pm40$  и  $7810\pm40$ , что позволяет принять его возраст около 7800 л.н.

*Второе извержение* — между пеплом ХГ6900 и Ш7550 под тефрой — даты  $7370\pm40$  и  $7560\pm40$ ; возраст извержения — около 7300 л.н.

*Третье* — между пеплами КС<sub>2</sub>6000 и ХГ6900; над тефрой получены даты  $6200\pm30$  и  $6320\pm40$ ,  $6180\pm40$  и  $6240\pm40$ ; возраст извержения — около 6300 л.н.

*Четвертое* — между пеплами Ш5600 и КС<sub>2</sub>6000; над тефрой получены даты  $5640\pm40$  и  $5650\pm40$ , под тефрой —  $5940\pm50$  и  $5970\pm40$ ; возраст извержения — 5700–5900 л.н.

*Пятое* — между пеплами Ш4700 и Ш5600; над тефрой — даты  $4850\pm70$  и  $4870\pm60$ , под тефрой —  $5260\pm40$  и  $5280\pm40$ ; возраст извержения — 4900–5300.

*Последнее, шестое* извержение зафиксировано под шлаками Ныльгимелкина 4500, но выше пепла Ш4700; прямых радиоуглеродных дат нет.

Таким образом, последнее извержение вулкана Спокойного произошло около 4600 л.н. (рис. 4.33). Учитывая, что максимальная продолжительность периода покоя для действующих вулканов Камчатки составляет 3000–3500 лет [Мелекесцев и др., 2001], вулкан Спокойный следует считать потухшим.

В северной части Срединного хребта установлено несколько моногенных центров, образовавшихся в голоцене: Озерновский поток (9300–8800 л.н.), шлаковые конуса и лавовое поле Ныльгимелкин (4500 л.н.), конус Тобельцен (3800 л.н.) и конус Икс (3900 л.н.). Также определен возраст шести извержений вулкана Спокойного. Его последнее извержение произошло около 4600 л.н., что позволяет отнести его к разряду потухших вулканов, но проявлявших активность в первой половине голоцена. Тем не менее Спокойный — самый северный полигенный вулкан Камчатки, извергавшийся в голоцене. А конус Тобельцен и связанный с ним лавовый поток — самое северное проявление голоценового вулканизма полуострова.

## 4.9. Вулканические центры Срединного хребта и северо-восточной Камчатки, для которых установлен доголоценовый возраст

В силу особенностей используемой методики, датировать можно только те объекты, которые образовались в послеледниковое время. Более древние рыхлые отложения, в которых отлагались пирокластические и органогенные горизонты, на обсуждаемой территории уничтожены последним оледенением. Поэтому для объектов доледникового времени можно констатировать только отсутствие активности в голоцене. Тем не менее это немаловажная информация для последующих исследований пространственно-временного распространения молодого вулканизма Камчатки. На взгляд геологов, профессионально не занимающихся датированием голоценовых вулканитов, очень большое количество эруптивных центров «омолаживается»: относится к голоцену или даже историческому времени на основании только более или менее хорошей морфологической сохранности. В связи с этим необходимо оговаривать и установленный доголоценовый возраст некоторых вулканических центров.

На изученной территории Срединного хребта (см. рис. 3.1) может присутствовать еще небольшое количество невыявленных вулканических центров голоценового возраста. Вероятнее всего они могут быть расположены в гляциально-нивальном поясе, который не только крайне сложен при дешифрировании, но в его пределах совершенно невозможно проводить ни тефрохронологические, ни радиоуглеродные исследования. В случае наличия таких гипотетических объектов, можно предположить существенно эффузивный характер их активности. Это объясняется тем, что в опробованных разрезах практически отсутствуют горизонты «местных» пеплов, которые не удалось бы привязать к конкретному вулкану-источнику.

Для некоторых же вулканических центров Срединного хребта удалось достоверно доказать их доголоценовый возраст. Так, например, в результате проведенных исследований доказан доголоценовый возраст вулкана Анаун и окружающей его зоны шлаковых и лавовых конусов (Анаунский Дол) (см. раздел 4.4.3). Не выявлено голоценовой активности и для зоны моно-

генных конусов, секущей постройку кальдеры Уксичан (см. раздел 4.4.2).

На территории северо-восточной Камчатки, представленной на рис. 4.22, за исключением выявленных и датированных автором лавовых потоков Близнецы, Шишейка и маара Киненин [Певзнер, 2010], могут присутствовать не выявленные 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, автор проводил работы в верховьях р. Правый Кротон (см. рис. 4.27, разрез 18) с целью датирования расположенной там группы мааров (рис. 4.34). Как видно на разрезе 18, в интервале последних 9000 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, зафиксированы, но они перекрыты водно-ледниковыми отложениями. Ювенильной пирокластики не обнаружено даже в переотложенном состоянии. На поверхности насыпных валов пяти мааров, которые 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  $7770 \pm 140$ .

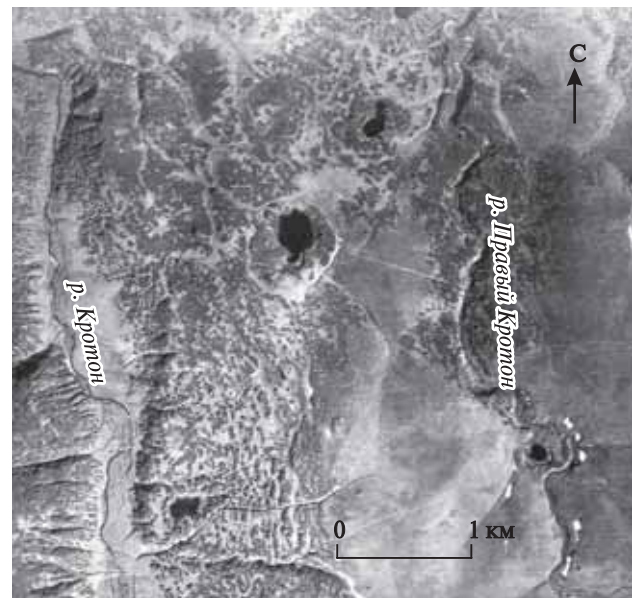
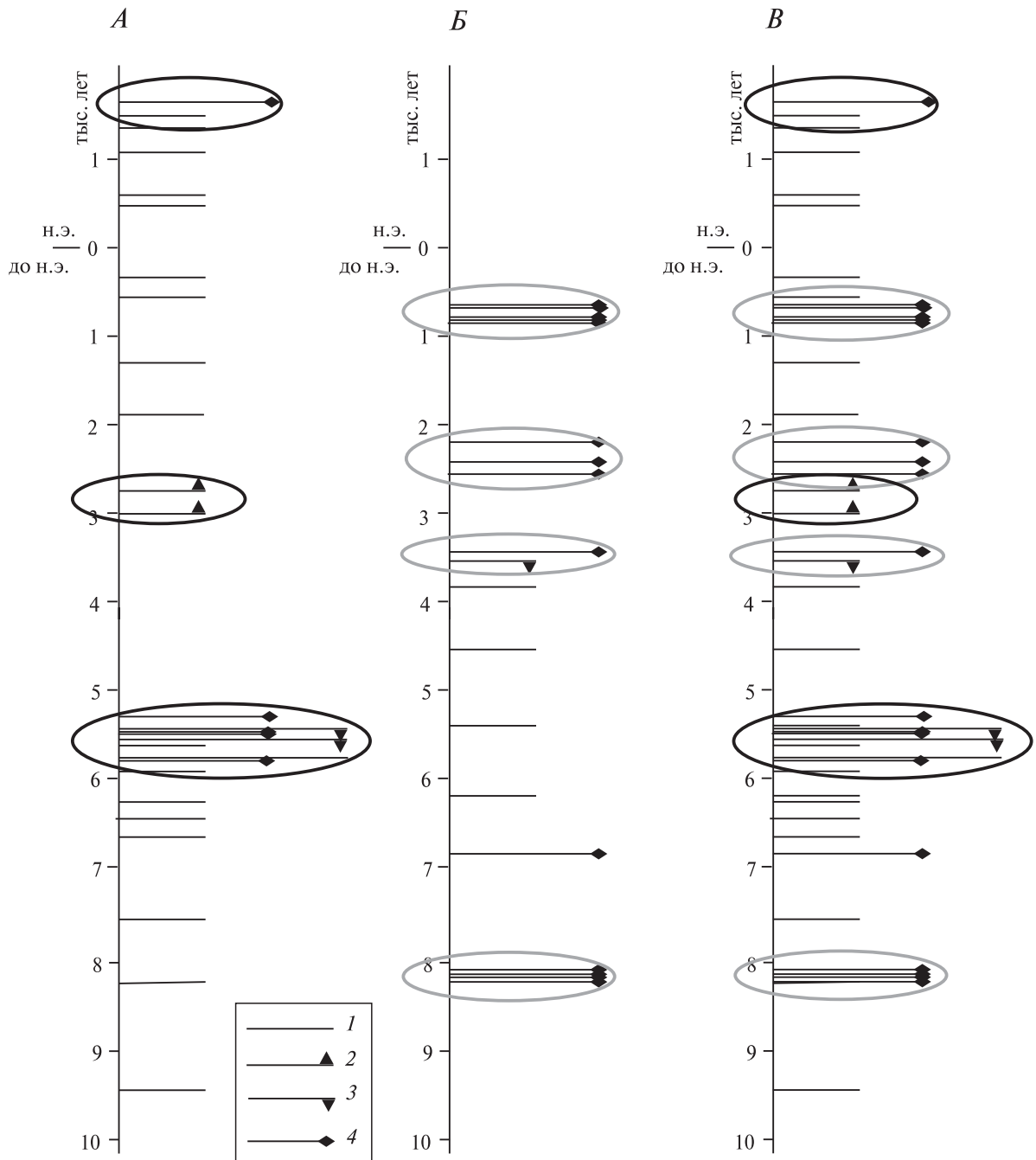


Рис. 4.34. Доголоценовые маары междуречья Кротона и Правого Кротона. Аэрофото



**Рис. 4.35.** Хронология голоценовой вулканической активности Срединного хребта Камчатки в южной (А) и северной (Б) частях, а также во всей зоне в целом (В)

1–3 — извержения стратовулканов: 1 — короткие линии — слабые и умеренные, длинные линии — сильные и катастрофические, 2 — начало этапа активизации, 3 — завершение этапа активизации; 4 — извержения моногенного типа.

Овалами выделены эпизоды усиления вулканической активности: черные — для южной, серые — для северной частей хребта

В статье А.Б. Белоусова [2006] Начикинский маар, расположенный на западном подножии горы Начикинской, датируется возрастом 10 000 лет (радиоуглеродных или календарных — не указано, метод определения возраста не указан). По нашим данным, в разрезе 19

(см. рис. 4.27) между пеплом Ш7550 и морской не зафиксировано никаких следов этого события.

По устному сообщению В.В. Пономаревой, проводившей тифрохронологические исследования ППЧ в устье р. Уки и на самом Начикинском

мааре, отложения этого очень крупного взрывного кратера в голоценовых разрезах не зафиксированы.

Таким образом, при полном отсутствии данных о голоценовой активности этого вулканического центра, приходится принять его доголоценовый возраст. Многочисленные конуса на склонах горы Начикинской по тем же причинам доголоценовые.

В статье [Portnyagin et al., 2005] есть упоминание о шлаковых конусах голоценового возраста в долине р. Истык (18 км к юго-западу от вершины горы Хайлюли).

По нашим данным, разрезы, расположенные вблизи этих конусов (разрез 9 на рис. 4.27), 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 горы Хайлюли, и конусы на р. Истык образовались в доголоценовое время.

Голоценовыми следует называть только те объекты, для которых молодой возраст подтвержден геологическими методами. На территории Камчатки это прежде всего тefрохронология и радиоуглеродное датирование. Относительно свежая морфология шлаковых конусов и лавовых потоков — недостаточное основание для отнесения вулканических центров к голоценовому этапу.

\* \* \*

В результате тefрохронологического и радиоуглеродного изучения голоценовых разрезов Срединного хребта, Центральной Камчатской депрессии и районов северо-восточной Камчатки удалось создать тefростратиграфическую схему, которая легла в основу датирования вулканических отложений, террас и обвалов обсуждаемой территории.

Идентифицированные геохронологические реперы (датированные пеплы удаленных вулканов) и полученные массивы радиоуглеродных дат позволили определить изотопный возраст всех крупнейших голоценовых извержений Срединного хребта.

Таким образом, на основе комплекса геологических и изотопно-геохронологических методов впервые доказано наличие многочисленных проявлений голоценового вулканизма в зоне Срединного хребта от вулкана Хангар на юге до конуса Тобельцен на севере; выявлено два действующих и потенциально активных полигенных вулкана, один потухший и около 30 вулканических центров моногенного типа, образовавшихся в голоцене. На протяжении последних 11 тыс. лет извержения происходили как в южной, так и в северной частях хребта (рис. 4.35). При этом эпизоды усиления вулканической активности разных частей хребта проявлялись асинхронно, что видно на простых хронологических графиках (см. рис. 4.35, А, Б).

Полученные данные о существовании голоценовой эруптивной активности в Срединном хребте заставляют пересмотреть пространственно-временную структуру и границы распространения молодого вулканизма всей Камчатки. Северную границу голоценовой вулканической активности полуострова маркирует конус Тобельцен — самый северный вулканический центр Срединного хребта (180 км к северо-западу от вулкана Шивелуч). Наиболее же северные проявления вулканизма в зоне Центральной Камчатской депрессии — лавовые потоки Близнецы, которые расположены в 80 км к северу от вулкана Шивелуч, по которому принято проводить северную границу голоценового вулканизма Камчатки.

Особенности пространственно-временного распространения голоценового вулканизма зоны Срединного хребта Камчатки будут рассмотрены в главе 5.

## Глава 5

# Особенности пространственно-временных проявлений голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки

По состоянию на 1997 г., когда автор начал свои работы на территории Срединного хребта, считалось, что голоценовый вулканизм в этой зоне практически отсутствует. Единственным действующим вулканом Срединного хребта считался Ичинский, что мотивировалось свежим морфологическим обликом 12 лавовых потоков, излившихся по краю соммы и зафиксированной фумарольной активностью [Действующие вулканы..., 1991]. Также было известно о голоценовом возрасте двух моногенных вулканических центров северной части хребта: по тефрохронологическим данным, Озерновский лавовый поток образовался в раннем [Braitseva et al., 1995], а Киреунский — в среднем (устное сообщение В.В. Пономаревой) голоцене. Было известно одно извержение вулкана Хангар с возрастом около 6900–7000 <sup>14</sup>C лет [Брайцева и др., 1994]. Геологические работы, направленные на выявление голоценовых центров вулканической активности, отсутствовали, изотопное датирование извержений не проводилось.

В результате проведенных автором исследований в пределах Срединного хребта Камчатки выявлено три стратовулкана, проявлявших активность голоцене, в том числе два действующих и, согласно И.В. Мелекесцеву с соавторами [2001], потенциально активных — это вулканы Хангар и Ичинский. Вулкан Спокойный был активен в первой половине голоцена, но в течение последних 5 тыс. лет он не извергался, что позволяет отнести его [Мелекесцев и др.,

2001] к разряду потухших. Возраст извержений стратовулканов приведен в табл. 5.1. Кроме того, выявлено и датировано около 30 моногенных центров, образовавшихся в голоцене; для моногенных центров, а также для крупнейших извержений стратовулканов посчитаны объем и масса изверженных пород (табл. 5.2). Для большинства голоценовых извержений вулканических центров Срединного хребта получены радиоуглеродные даты, позволяющие весьма точно определить возраст этих событий. Однако есть извержения, возраст которых основывается только на положении их тефры между теми или иными маркирующими прослоями пеплов удаленных источников. В этом случае приводится временной интервал (согласно дат маркирантов и положения пироклаستيки нового извержения в реальных разрезах), в который могло произойти извержение.

Проведенное радиоуглеродное датирование позволило реконструировать хронологию вулканической активности голоцена. Однако радиоуглеродный возраст в силу различных концентраций радиоактивного углерода в прошлом не является абсолютным. И динамику вулканической активности можно рассматривать уже только в календарном летоисчислении. Калибровка радиоуглеродного возраста в календарный выполнена по программе Оксфордского университета OxCal v. 3.10 [Bronk Ramsey, 2005], ее результаты приведены в последних графах табл. 5.1 и 5.2.



Таблица 5.1. Хронология голоценовой активности стратовулканов Срединного хребта

Вулкан	Координаты вершины, высота, м	Тип постройки, статус	Возраст, лет	
			<sup>14</sup> C	календарный
Хангар	54°45' с.ш., 157°23' в.д. 2000	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, действующий	400	1450 AD
			1000	1010 AD
			2500	600 AD
			4100	2700 BC
			6600	5550 BC
			6900	5740 BC
			7500	6400 BC
			8600	7600 BC
			9000	8250 BC
			10000	9500 BC
Ичинский	55°41' с.ш., 157°44' в.д. 3607	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, действующий	460	1440 AD
			700	1280 AD
			1500	550 AD
			2300	400 BC
			2500	600 BC
			3000	1230 BC
			3600	1950 BC
			4200	2810 BC
			6500	5480 BC
			6700	5630 BC
Спокойный	58°08' с.ш., 160°49' в.д. 2170,6	Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, потухший	4600–4650	3100–3480 BC
			4900–5300	3700–4100 BC
			5700–5900	4530–4770 BC
			6300	5300 BC
			7200–7300	6070–6180 BC
			7800	6650 BC

Примечание. Возраст <sup>14</sup>C — округленный; календарный — по наиболее выраженным пикам калиброванных значений по Oxcal v. 3.10 [Bronk Ramsey, 2005].

Таблица 5.2. Параметры крупнейших извержений стратовулканов и вулканических центров моногенного типа

Объект (извержение)	Координаты главной вершины (истока), высота, м	Типы установленных отложений	Всего твердых продуктов		Округленный возраст, лет	
			объем, км <sup>3</sup>	масса, <i>n</i> ·10 <sup>9</sup> т	<sup>14</sup> C	календарных
<i>Массив вулкана Хангар</i>						
Хангар (ХГ)	54°45' с.ш., 157°23' в.д. 2000	Пирокластические потоки, тефра, волны пирокластического облака	14–15	15–16	6900	5740 BC

Таблица 5.2. Продолжение

Объект (извержение)	Координаты главной вершины (истока), высота, м	Типы установленных отложений	Всего твердых продуктов		Округленный возраст, лет			
			объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т	<sup>14</sup> C	календарных		
<b>Ичинский вулканический массив</b>								
Ичинский (Ич)	55°39' с.ш., 157°42' в.д. 2342	Лава	2,16		4,97		460	1440 AD
Ичинский (ИЧ)	55°41' с.ш., 157°44' в.д. 3607	Block-and-ash flow, волны пи- рокластического облака, тефра, лава	3,5	8,0–8,15	5,45–5,95	15,15–15,95	6500	5480 BC
Южный Черпук (ЮЧ)	55°33' с.ш., 157°28' в.д. 1868	Лава, тефра, шлаковый конус	2,5–2,65		5,2–5,4		6500	5480 BC
Северный Черпук (СЧ)	55°36' с.ш., 157°38' в.д. 1679	То же	≥ 2		4,5–4,6		6500	5480 BC
<b>Козыревский хребет</b>								
Маар Светлый Ключ (СК)	55°37' с.ш., 159°07' в.д. 262	Тефра, насыщен- ная резургент- ным материалом	0,04–0,05		0,048–0,065		6200–6400	5190, 5430, 5600 BC
<b>Массив вулкана Кекукнайского</b>								
Кратер Кекук (КК)	56°34' с.ш., 158°02' в.д. 728	Тефра, экструзия	0,08–0,1		0,16–0,21		~7000	5850, 5895, 5970 BC
<b>Вулканический массив Алней-Чашаконджа</b>								
Извержение на Алнее (АЛ)	56°41' с.ш., 159°38' в.д. 2598 (гора Алней)	Тефра, насыщен- ная резургент- ным материалом	–		–		4000–4200	2570, 2740, 2830 BC
Поток реки Левой Белой (ЛБ)	56°38' с.ш., 159°43' в.д. 1400	Лава, тефра, шлаковый конус	0,2–0,25		0,43–0,56		2600	800 BC
Киреунский поток (Кир)	56°41' с.ш., 159°44' в.д. 1400	То же	~0,2		~0,45		2600	800 BC
<b>Вулканический массив Седанкинского Дола</b>								
Терпук* (ТП)	57°12' с.ш., 159°50' в.д.	Лава, тефра, шлаковый конус	~1,0*		~2,4		2800	940, 965 BC
Ворота* (В)	–	То же					2750	860, 900 BC
Титила* (ТТ)	57°24' с.ш., 160°07' в.д.	“					2700	840, 895 BC
Седанкинский поток* (Сед)	57°19' с.ш., 160°12' в.д. 1600	Лава, шлако- лавовый конус	~1,9*		~4,6		~8000	6880 –7050 BC

Таблица 5.2. Окончание

Объект (извержение)	Координаты главной вершины (истока), высота, м	Типы установленных отложений	Всего твердых продуктов		Округленный возраст, лет	
			объем, км <sup>3</sup>	масса, $n \cdot 10^9$ т	<sup>14</sup> С	календарных
Седанкинский дол* (СД)	–	Лава, тефра, шлаковые кону- сы (14 центров)	~1,9*	~4,6	8700–9300	7600–8600 BC 8250 BC ?
<i>Озерновский поток</i>						
Озерновский поток (ОЗ)	57°35' с.ш., 160°38' в.д. 964,5	Лава, тефра, шлаковый конус	3–4	6,32–6,44	9300–8800	7800–8650 BC 8280 BC ?
<i>Вулканический массив Хувхойтун</i>						
Ныльгимелкин (Ныль)	57°58' с.ш., 160°39' в.д. 1621	Лава, тефра, шлаковые ко- нусы	2,5–3,5	5,28–5,58	~4500	3100, 3200, 3270 BC
<i>Вулканический массив Спокойный</i>						
Спокойный (СП)	58°08' с.ш., 160°49' в.д. 2170,6	Тефра	≤ 0,01	≤ 0,013	~4600	3360, 3490 BC
Конус Икс (Икс)	58°10' с.ш., 160°48' в.д. 2127,5	Лава, тефра, шлаковый конус	0,20–0,25	0,44–0,46	~3900	2350, 2470 BC
Тобельцен (Тоб)	58°15' с.ш., 160°44' в.д. 831,8	То же	0,20–0,25	0,44–0,46	~3800	2150, 2200, 2270 BC

\* Данные по: [Дирксен, 2009], объем в пересчете на плотную породу. Возраст — см. примечание к табл. 5.1.

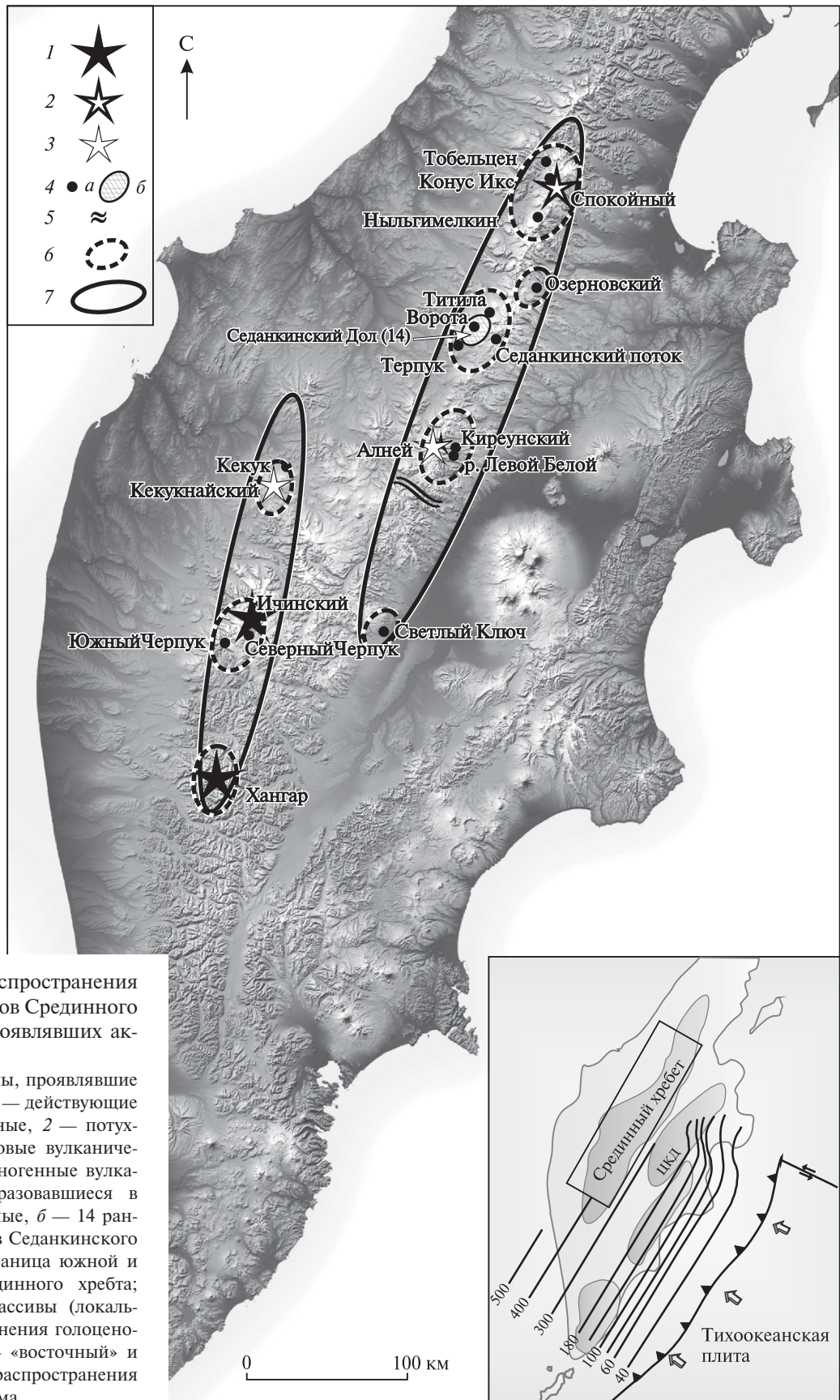
*Примечание.* Масса пород рассчитана согласно статье [Поляк, Мелекесцев, 1981], считая объемную массу (в г/см<sup>3</sup>) пирокластических потоков, равной 1,0; тефры — 1,2–1,3; шлаковых конусов — 1,6–1,7; лавы андезидацитовой — 2,3; лавы базальтовой — 2,4.

## 5.1. Распространение голоценового вулканизма в пределах Срединного хребта

Расположение вулканических центров Срединного хребта, проявивших активность в голоцене, показано на рис. 5.1. В пределах Срединного хребта молодой вулканизм приурочен к склонам и подножиям плейстоценовых вулканических массивов, которые представляют собой крупные стратовулканы, окруженные полями вулканических центров моногенного типа. Голоценовые центры зафиксированы в девяти таких разрозненных массивах (см. табл. 5.2). Пространственное положение вулканических мас-

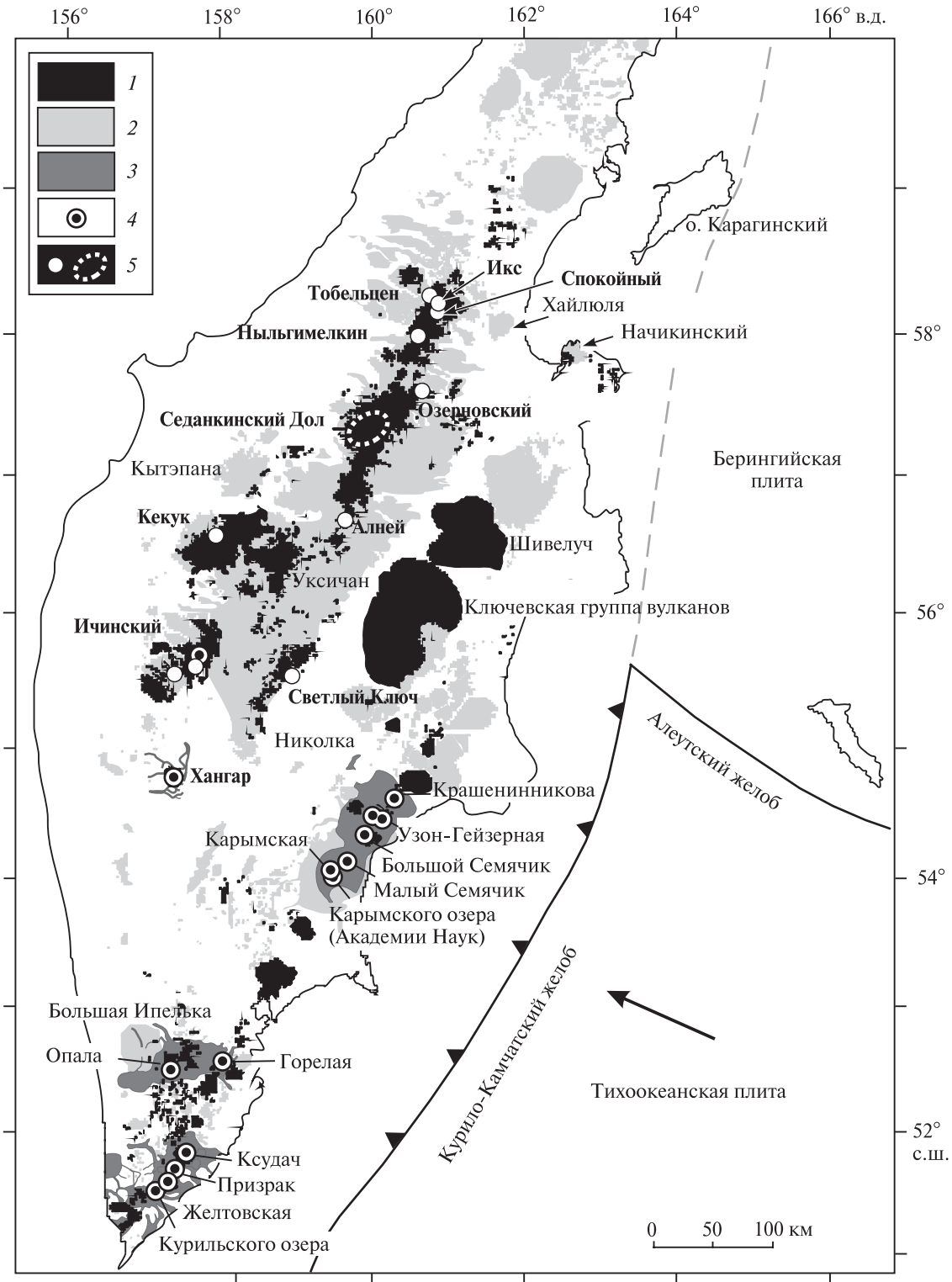
сивов, в пределах которых проявлялась голоценовая активность, позволяет выделить два региональных ареала распространения голоценового вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки (см. рис. 5.1). Первый («восточный») — наиболее протяженный — приурочен к фронтальной части хребта, имеет северо-восточное простирание и охватывает районы от маара Светлый Ключ на юге до конуса Тобельцен на севере. Второй («западный»), включающий в себя вулканы Хангар, Ичинский и кратер Кекук, имеет север–северо-восточное простирание и приурочен к западным отрогам южной части хребта.

По-видимому, пространственное распределение голоценовых вулканических центров наследует какие-то существенно более древние глубинные структуры.



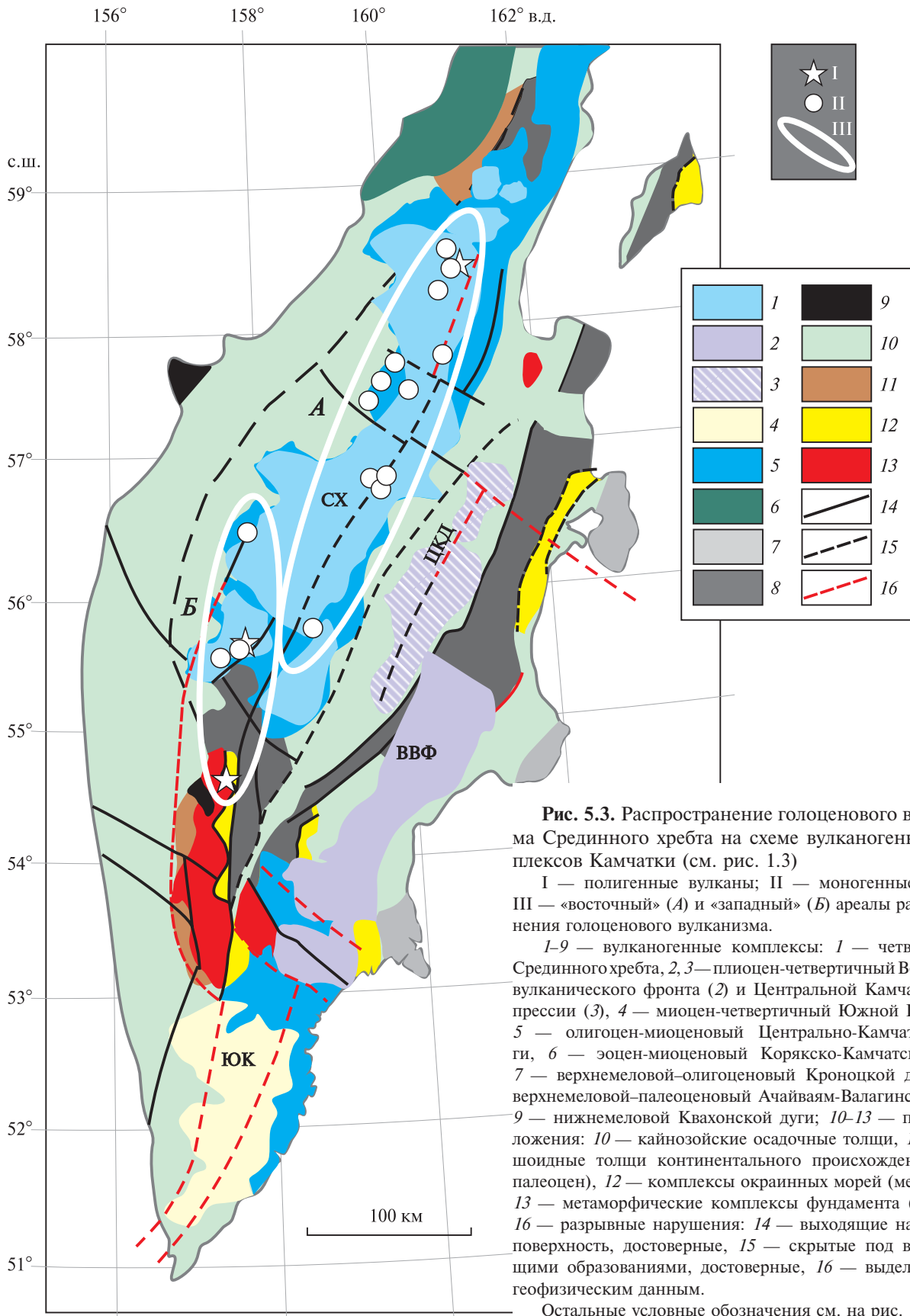
**Рис. 5.1.** Карта распространения вулканических центров Срединного хребта Камчатки, проявивших активность в голоцене

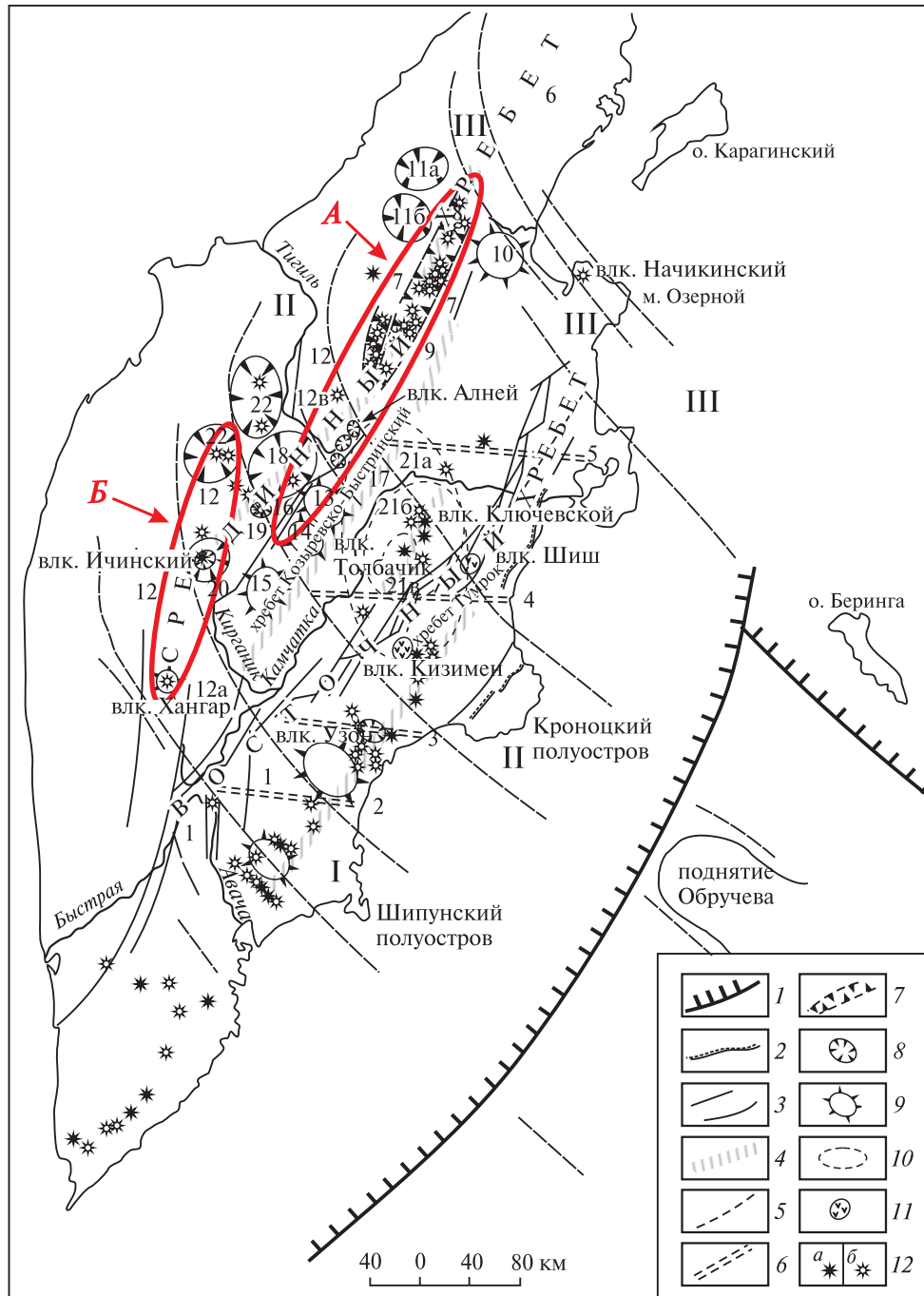
1, 2 — стратовулканы, проявившие активность голоцене: 1 — действующие и потенциально активные, 2 — потухший; 3 — плейстоценовые вулканические массивы; 4 — моногенные вулканические центры, образовавшиеся в голоцене: а — единичные, б — 14 раннеголоценовых центров Седанкинского Дола; 5 — условная граница южной и северной частей Срединного хребта; 6 — вулканические массивы (локальные ареалы распространения голоценового вулканизма); 7 — «восточный» и «западный» ареалы распространения голоценового вулканизма



**Рис. 5.2.** Схема позднеплейстоцен-голоценовых вулканических полей Камчатки, по данным картирования И.В. Мелекесцева, из статьи [Пономарева и др., 2008] с изменениями и дополнениями автора

1, 2 — рыхлые вулканогенные отложения вулканических полей подножий вулканов: 1 — позднеплейстоцен-голоценовые вулканические поля, 2 — позднеплейстоцен-среднеплейстоценовые вулканические поля; 3 — позднеплейстоцен-голоценовые игнимбриды и пемзы; 4 — позднеплейстоцен-голоценовые кальдеры, вмещающие вулканы; 5 — голоценовые вулканические центры и ареалы многовыходного вулканизма Срединного хребта, названия центров и ареалов выделены жирным шрифтом





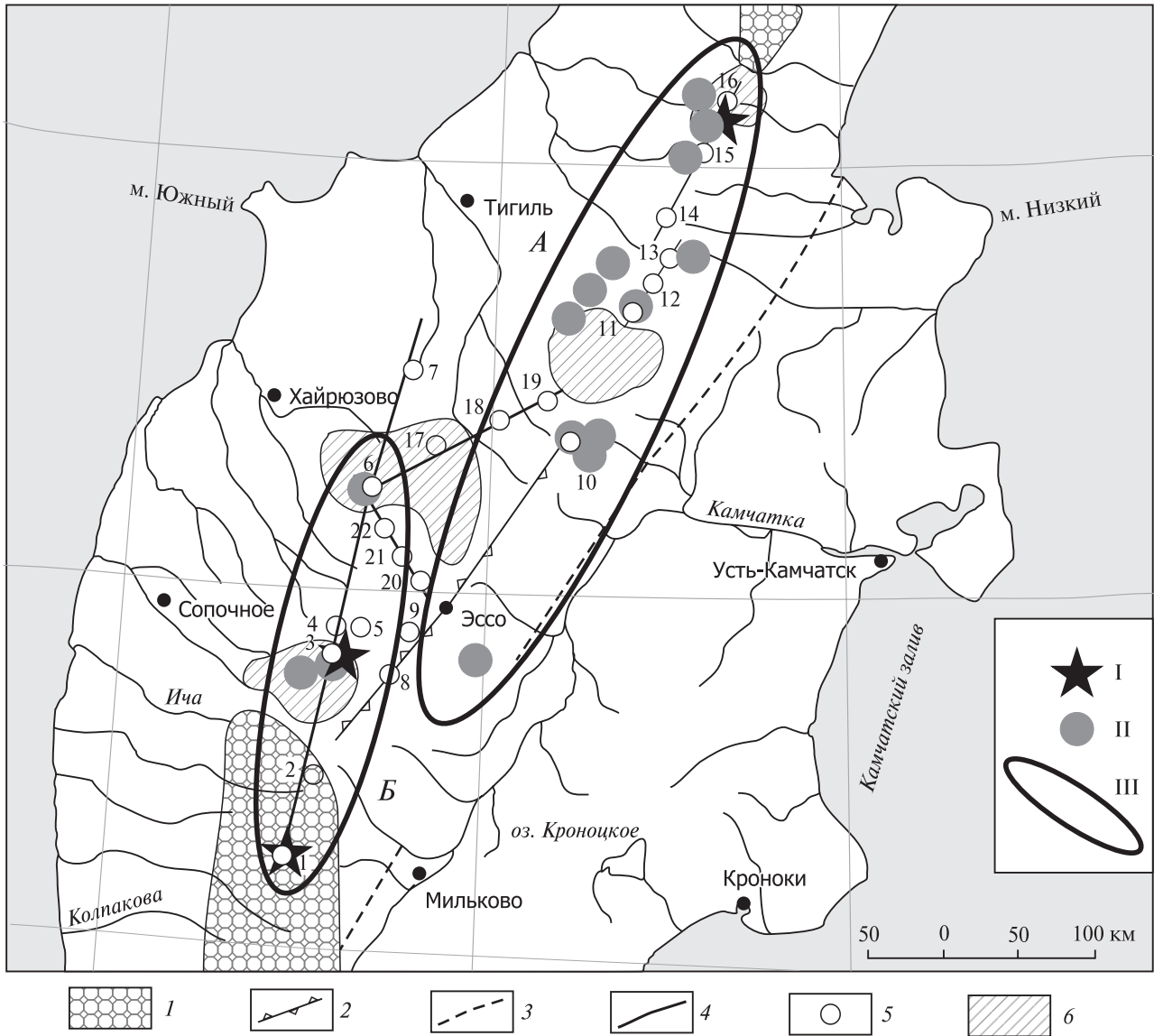
**Рис. 5.4.** Блоковое строение и тектономагматические структуры Камчатки в позднем кайнозое по [Шанцер, Краевая, 1980]

Красными овалами показаны ареалы голоценового вулканизма Срединного хребта: А — «восточный», Б — «западный».

1 — глубинные разломы, ограничивающие континентальные блоки земной коры от океанической; 2 — верхнемиоценовые надвиги; 3 — системы молодых структурообразующих разломов; 4 — долгоживущие магмоподводящие разломы типа раздвигов; 5 — системы древних разломов северо-западного простирания, движения по которым периодически возобновляются в кайнозое; 6 — зоны широтных разломов Восточной Камчатки; 7 — линейные вулканотектонические структуры; 8 — кольцевые вулканотектонические депрессии и кальдеры; 9 — купольно-кольцевые структуры; 10 — ареалы распространения субшелочных плагиофировых базальтов; 11 — андезитовые вулканические узлы и отдельные вулканы; 12 — вулканы: действующие (а) и потухшие (б).

Зоны: I — Шипунско-Кирганицкая, II — Кроноцко-Тигильская, III — Озерновско-Хайлопинская.

Арабскими цифрами обозначены: 1 — грабены вдоль рек Авачи и Кавычи; 2-5 — разломы: 2 — Карымско-Ганальский, 3 — Узонско-Валагинский, 4 — Андриановско-Толбачинский, 5 — Алнейско-Усть-Камчатский; 6, 7 — блоки Срединного хребта: 6 —

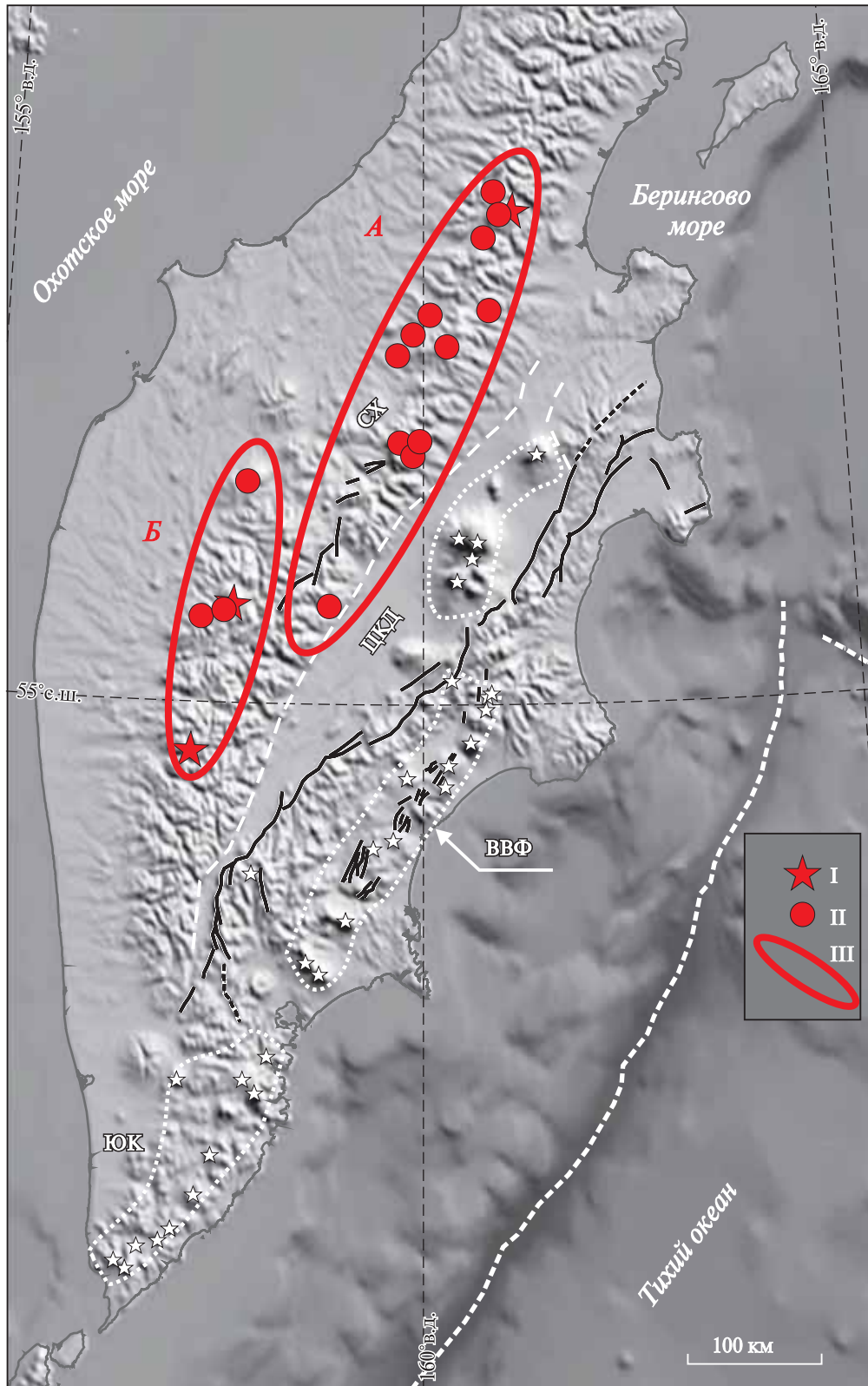


**Рис. 5.5.** Схема расположения вулканов зоны Срединного хребта Камчатки по [Эрлих, 1960б] (см. рис. 1.4) Голоценовый вулканизм Срединного хребта: I — полигенные вулканы, II — моногенные центры, III — «восточный» (A) и «западный» (B) ареалы.

1 — мезозойские и домезозойские породы; 2 — ось третичной антиклинальной структуры; 3 — разлом, ограничивающий депрессию р. Камчатки с запада; 4 — направления, вдоль которых располагаются вулканы; 5 — вулканы первого цикла; 6 — очаги новейшего вулканизма (цифры на карте): 1 — Хангар, 2 — группа экструзий в районе вулкана Левинсон-Лессинга, 3 — Ичинский, 4 — Большой Паялпан, 5 — Малый Паялпан, 6 — «Ленинградец», 7 — Большой Кетепана, 8 — Оччамо, 9 — Бонгабти, 10 — Алней, 11 — «Безымянный» с абсолютной отметкой 2024 м, 12 — Шишель, 13 — Айнекан, 14 — Алнгей, 15 — Хувхойтун, 16 — «Острый», 17 — Малая Кетепана, 18 — Большой Чекчебонай, 19 — Малый Чекчебонай, 20 — Уксичан, 21 — Чингейнгейн, 22 — Янга-Ягай

**Рис. 5.4.** Окончание подрисуночной подписи северный, 7 — центральный опущенный; 8 — зона вулканотектонических грабенов; 9 — магмоподводящий разлом центрального блока; 10 — Хайлюлинская кольцевая структура; 11 — предполагаемые кольцевые структуры в бассейнах рек Воямполки (11а) и Кахтаны (11б); 12 — южный относительно поднятый блок Срединного хребта: наиболее поднятый блок второго порядка (12а), промежуточный блок второго порядка (12б), относительно опущенный блок второго порядка (12в); 13 — Анавгайско-Кававлинская кольцевая структура; 14 — Северо-Козыревская кольцевая структура; 15 — Южно-Козыревская кольцевая структура; 16 — Быстринско-Анавгайский грабен; 17 — кольцевые структуры в верховьях р. Тигиль; 18 — Анаунская кольцевая структура (в стадии зарождения); 19 — кальдера Уксичан; 20 — Паялпанская кольцевая структура; 21 — ареалы распространения плагиофировых базальтов; 22 — первичные кольцевые структуры вулканов Кетепана (22а) и Большого (22б)





**Рис. 5.6.** Основные системы активных разломов Камчатки (черные линии) по [Kozhurin et al., 2006] Зоны четвертичного вулканизма: Южной Камчатки (ЮК), Восточного вулканического фронта (ВВФ), Центральной камчатской депрессии (ЦКД), Срединного хребта (СХ).  
Остальные условные обозначения см. на рис. 5.4 и 5.5

Сравнение ареалов голоценового и позднеплейстоценового этапов вулканизма Срединного хребта (рис. 5.2) показывает, что во всех случаях голоценовые центры образуются внутри полей позднеплейстоценового вулканизма. При этом масштабы голоценового вулканизма существенно меньше и далеко не каждый район позднеплейстоценового вулканизма имеет свидетельства голоценовой активности. Обращает на себя внимание отсутствие голоценового вулканизма в районе кальдеры Уксичан, а также на участках позднеплейстоценовой активности, продолжающих северные части обоих ареалов («восточного» и «западного») голоценового вулканизма. Аналогичные закономерности прослеживаются и при сравнении ареалов вулканизма позднеплейстоценового и плиоценового возраста.

Анализ различных тектонических карт показывает, что «восточный» ареал голоценового вулканизма довольно уверенно совпадает с главной разломной зоной (рис. 5.3 и 5.4), выделяемой в пределах хребта подавляющим большинством исследователей [Авдейко и др., 2002, 2006; Селиверстов, 2009; Шанцер, Краевая, 1980; Эрлих, 1960б; и др.]. Эта зона отвечает положению миоценового вулканического пояса Срединного хребта, существовавшего над зоной субдукции, которая располагалась в 150–200 км западнее современной [Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, 2009].

Связь же «западного» ареала с глубинными разломами далеко не так очевидна. Разломная зона ССВ простирается, с которой можно было бы сопоставить «западный» ареал голоценового вулканизма, выделяется только в работе Э.Н. Эрлиха [1960б] (рис. 5.5). При этом ни «восточный», ни «западный» ареалы не имеют пространственных соответствий с системой основных активных разломов (рис. 5.6), выделенных А.И. Кожуриным [Kozhurin et al., 2006]. На рис. 5.6 видно, что лишь южная половина «восточного» ареала включает в себя несколько цепочек активных разломов, при этом конкретные вулканические центры, извергавшиеся в голоцене, территориально с этими разломами разобщены.

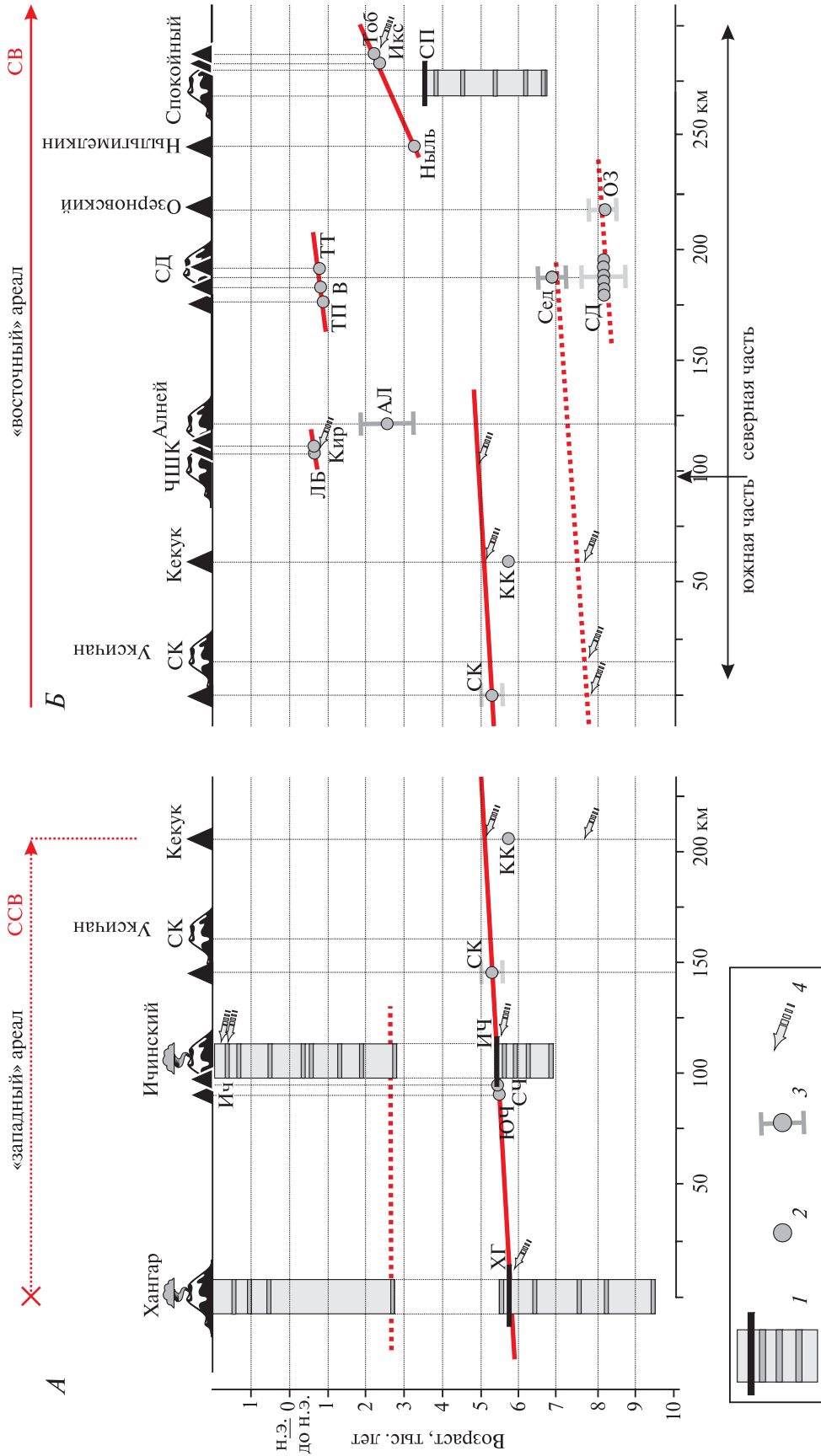
Динамика «восточного» и «западного» ареалов голоценовой вулканической активности хребта имеет некоторые различия (рис. 5.7). В «западном» ареале (см. рис. 5.7, А) вулканизм проявляется преимущественно в активности стратовулканов Ичинский и Хангар. Моногенные вулканические центры представлены в подчиненном количестве, это: шлаковые конусы с лавовыми

полями Южный и Северный Черпук, а также туфовое кольцо кратера Кекук. Проявления голоценового вулканизма отчетливо тяготеют к крупным уединенным полигенным вулканам плиоцен-четвертичного возраста (вулканические массивы Хангар, Ичинский, Кекукнайский). Расстояние между главными эруптивными центрами отдельных вулканических массивов составляет около 100 км.

Эруптивная история стратовулканов характеризуется субсинхронными периодами активизации (ранне- и позднеголоценовым), которые разделены периодом покоя продолжительностью около 2500–3000 лет. Крупнейшее извержение отдельного вулкана приурочено к окончанию его раннеголоценового периода активизации, а сами крупнейшие извержения, в свою очередь, предваряются палеосейсмической активностью (террасы, обвалы) вблизи эруптивного центра. Возраст этих событий (крупнейшее извержение и завершение раннеголоценовой активности) последовательно «молодеет» с юга на север (ЮЮЗ–ССВ), образуя своеобразный пространственно-временной тренд вулканической активности.

Крупнейшее извержение вулкана Ичинского (ИЧ) предваряется субсинхронными последовательными извержениями моногенных центров Южный и Северный Черпук, расположенных на юго-западном подножии вулкана. Причем последовательная субсинхронная активизация трех центров (ЮЧ, СЧ, ИЧ) происходит в северном направлении. Это строенное субсинхронное извержение в районе Ичинского вулканического массива, по-видимому, характеризует единый импульс эндогенной активности, поэтому может рассматриваться как единый эпизод вулканической истории. Примечательно, что при значительной разнице в объемах крупнейших извержений вулкана Хангар (14–15 км<sup>3</sup>) и Ичинского массива (8 км<sup>3</sup>), суммарная масса этих изверженных продуктов практически одинакова и составляет в том и другом случае (15–16)·10<sup>9</sup> т (см. табл. 5.1). Это свидетельствует о равной мощности этих событий. Извержения ХГ и ЮЧ + СЧ + ИЧ — безусловно, самые мощные извержения Срединного хребта, зафиксированные в голоцене.

Вулканизм «восточного» ареала (см. рис. 5.7, Б) представлен извержениями преимущественно моногенного типа, которые в большинстве случаев образуют цепочки вблизи крупнейших (> 2500 м) горных вершин (Алней, Чашаконджа, Горного Института, Хувхойтун, Спокойный).



**Рис. 5.7.** Голоценовая вулканическая активная зона Срединного хребта

А — «западный» ареал; В — «восточный» ареал; В — комбинарованный продольный профиль всей зоны в целом.

Над профилем В указано положение «восточного» (СВ) и «западного» (ССВ) ареалов голоценового вулканизма; под профилями В и В — условная граница южной и северной частей Срединного хребта согласно рис. 5.1.

1 — этап активизации стратовулкана, темные полосы — единичные извержения, черные — самое сильное в толщине извержение данного стратовулкана; 2, 3 — извержения моногенного типа; 2 — с установленным <sup>14</sup>С возрастом, 3 — возраст с доверительным интервалом по геохронологическим данным; 4 — сейсмические обвалы, вблизи вулкана Хангар — сейсмогенная терраса.

Жирные линии — группы и супергруппы (см. пояснение в тексте).

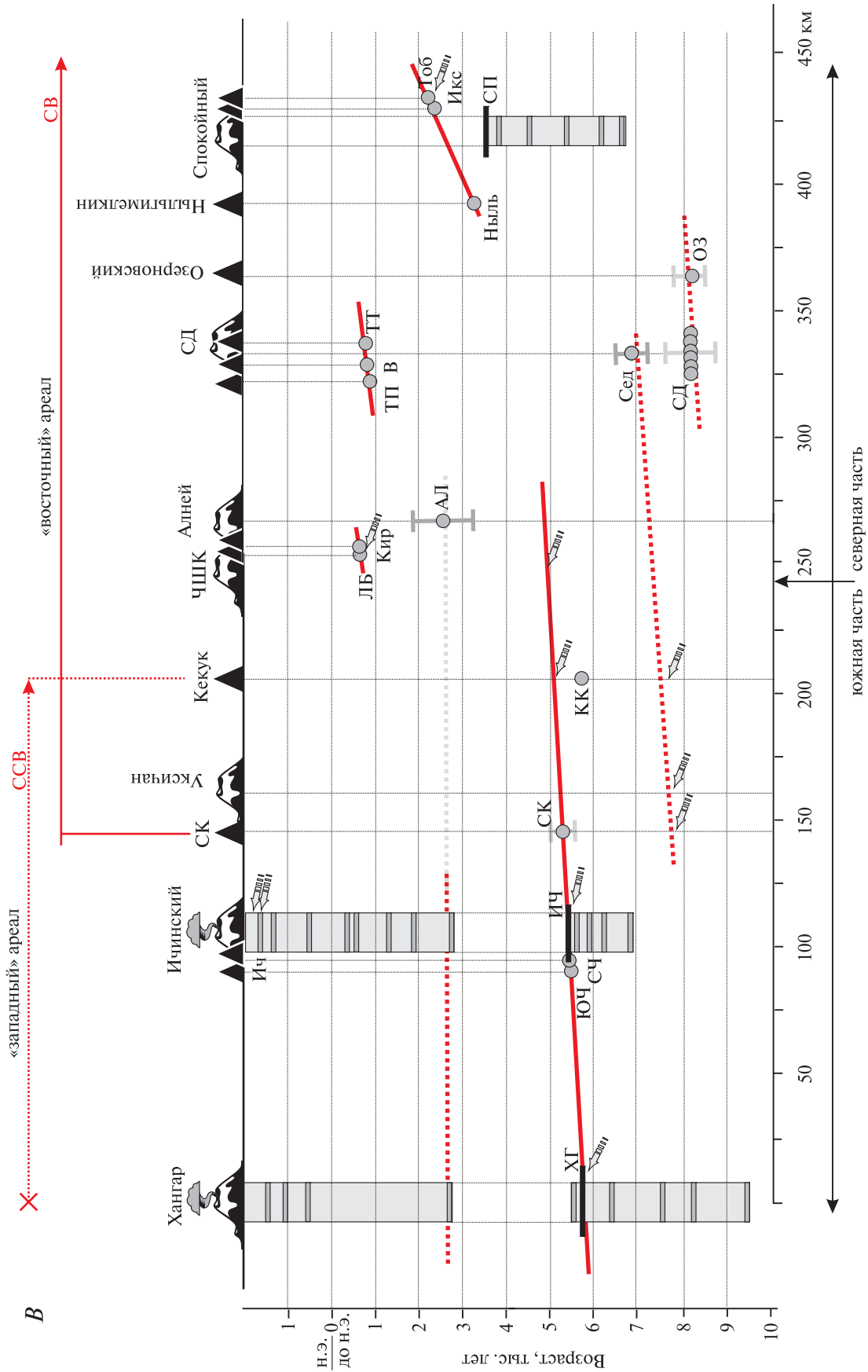


Рис. 5.7. Окончание

Извержения вулканических центров: ХГ — вулкан Хангар 5740 ВС; ЮЧ — Южный Черлук; СЧ — Северный Черлук; ИЧ — вулкан Ичинский 5480 ВС; Ич — вулкан Ичинский 1440 AD; СК — Светлый Клоч; КК — кратер Кекук; ЧШК — массив Чашаконджа; ЛБ — поток р. Левой Белой; Кир — Киреунский поток; АЛ — кратер на вулкане Алней; ТП — Терлук; В — Ворота; ТТ — Титила; Сед — Седанкинский поток; СД — Седанкинский поток; ОЗ — Озерновский поток; Ныль — Ныльгемелкин; СП — вулкан Спокойный 3360–3490 ВС; Икс — конус Икс; Тоб — Тобелыден

В северной части хребта голоценовые вулканические центры удалены друг от друга обычно на 30–50 км. Среди вулканических построек явно преобладают шлаковые конусы и лавовые потоки. Максимальные параметры (см. табл. 5.2) единичных извержений принадлежат Озерновскому потоку (ранний голоцен) и вулканическому центру Ныльгимелкин (средний голоцен). Извержения второй половины голоцена существенно слабее (см. табл. 5.2).

Впервые геологическими и изотопно-геохронологическими методами доказано наличие многочисленных проявлений голоценового вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки; определен возраст всех крупнейших извержений. Выявлено два действующих и потенциально активных полигенных вулкана и около 30 вулканических центров моногенного типа, образовавшихся в голоцене. Голоценовый вулканизм проявляется в девяти разобщенных вулканических массивах, которые образуют линейно вытянутые ареалы северо-восточного и север-северо-восточного простирания.

## 5.2. Пространственно-временное группирование извержений

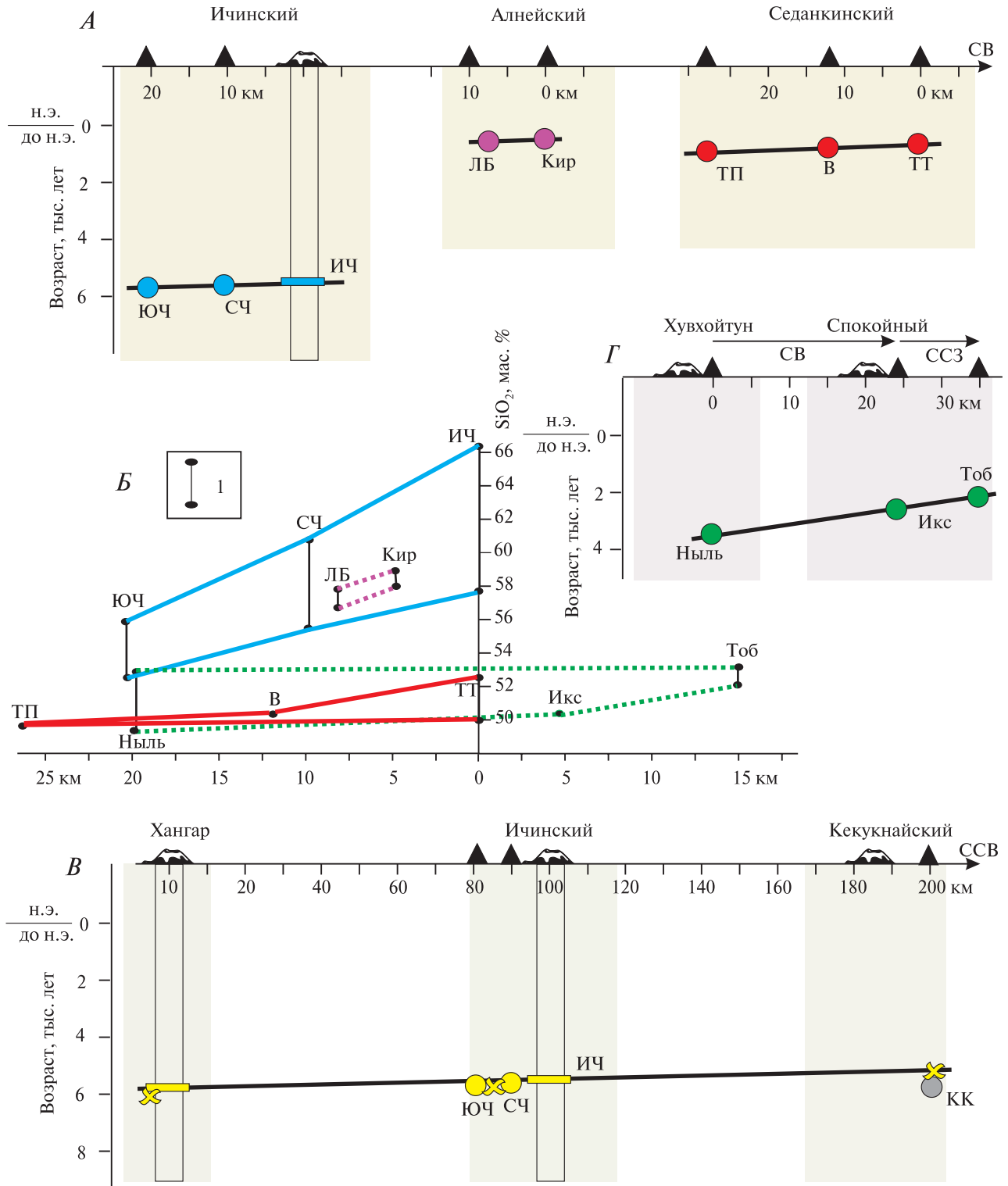
Для голоценовой вулканической истории Срединного хребта характерно группирование извержений: последовательная направленная (с юга на север) активизация близрасположенных (максимум 30 км) центров, фиксирующаяся в узкий временной интервал (иногда субсинхронно) (рис. 5.8, А; см. рис. 5.7). Во всех выделенных случаях активизация начинается с более южного центра группы. Зафиксированы две пары (лавовые потоки р. Лево́й Бело́й → Киреунский, конус Икс → Тобельцен), а также два случая строенных извержений (Южный Черпук → Северный Черпук → Ичинский вулкан, Терпук → Ворота → Титила). Все выделенные группы имеют преимущественно северо-восточное простирание, в том числе пара ЮЧ → СЧ, находящаяся в «западном» ареале, который сам имеет север-северо-восточное простирание. Обращает на себя внимание и тот факт, что в случае группирования (пары или тройки), кремнекислотность пород отдельных центров последовательно увеличивается также с юга на север (см. рис. 5.8, Б). Выявленная закономерность направленного изменения вещества в пространстве и времени на сегодняшний

день однозначного объяснения не имеет, но заслуживает дальнейшего изучения.

Таким образом, *группа* — это цепочка (до 30 км) последовательных вулканических извержений, происходящих в пределах одного вулканического массива субодновременно или с небольшим временным интервалом (до 100 лет). Группы могут состоять из двух или трех вулканических центров, которые во всех случаях последовательно активизируются в северном направлении; при этом кремнекислотность пород внутри группы также последовательно увеличивается.

В процессе работ датировались и отложения обвалов (см. рис. 5.7, А–В). Оказалось, что большинство из них, так же, как и центры молодого вулканизма, приурочены к склонам и подножиям плейстоценовых вулканических массивов. При этом половина изученных обвалов расположена в 1–5 км от голоценовых эруптивных центров и во всех случаях эти обвалы хронологически непосредственно предворяют извержения. Это позволило предположить их сейсмогенную природу. Весьма ограниченное количество обвалов голоценового возраста, образовавшихся на такой большой территории, заставило обратить внимание на особенности их пространственно-временной приуроченности.

Наиболее масштабные извержения стратовулканов Хангара и Ичинского (ХГ, ИЧ), моногенные центры Южный и Северный Черпук (ЮЧ, СЧ), предворяющие их сейсмические события и среднеголоценовый обвал в Кекукнайском массиве формируют направленный тренд эндогенной активности, охватывающий сразу три разрозненных вулканических массива «западного» ареала (см. рис. 5.7, А). Все перечисленные объекты последовательно активизируются в северном направлении, т.е. образуют «гигантскую» группу (супергруппу), которая объединяет несколько разрозненных вулканических массивов, фиксируется на протяжении длительного времени (около 800 лет) и имеет протяженность 200 км. Закономерного изменения составов изверженных пород не наблюдается. Примечательно, что на комбинированном профиле (см. рис. 5.7, В), где для южной части хребта совмещены данные по «западному» и «восточному» ареалам, на только что выделенный тренд ложатся извержение маара Светлый Ключ (СК) и среднеголоценовый обвал восточных склонов массива Чашаконджи. Это позволяет выделить супергруппу в южной части «восточного» ареала (см. рис. 5.7, Б), которая активизировалась синхронно с супергруппой «западного» ареала (см. рис. 5.7, В).

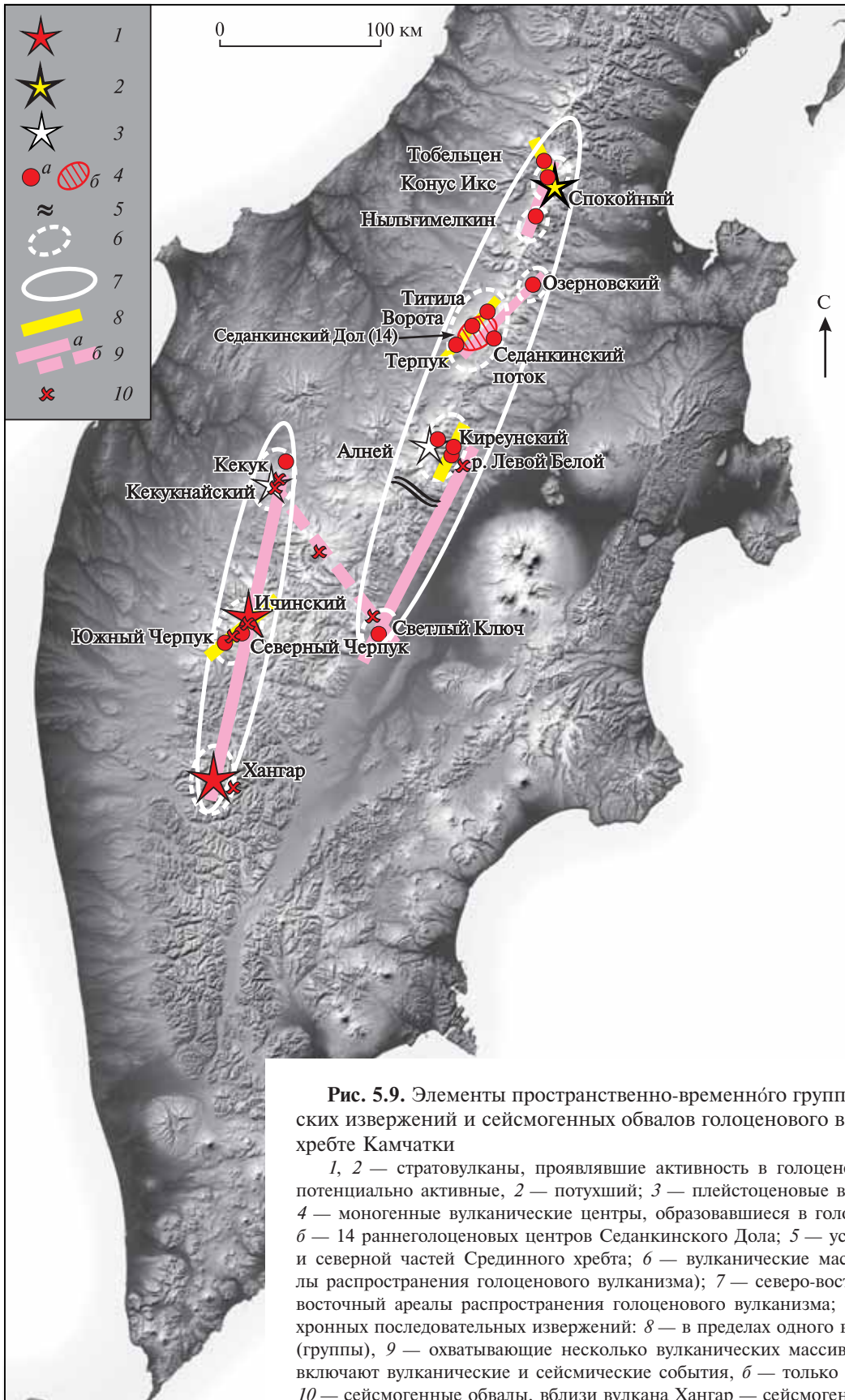


**Рис. 5.8.** Группирование субсинхронных извержений.

*А* — образование групп в пределах отдельных вулканических массивов; *Б* — изменение кремнекислотности пород внутри групп (*l* — максимальный разброс значений кремнекислотности для единичного центра по [Певзнер, 2010; Volynets et al., 2010]); *В* — супергруппа «западного» ареала (желтые прямоугольники — самые сильные извержения стратовулканов, желтые крестики — сейсмогенные обвалы и террасы); *Г* — супергруппа северной части «восточного» ареала.

Цветным фоном схематически показаны границы вулканических массивов.

Остальные условные обозначения и сокращения см. на рис. 5.7



**Рис. 5.9.** Элементы пространственно-временного группирования вулканических извержений и сейсмогенных обвалов голоценового возраста в Срединном хребте Камчатки

1, 2 — стратовулканы, проявившие активность в голоцене: 1 — действующие и потенциально активные, 2 — потухший; 3 — плейстоценовые вулканические массивы; 4 — моногенные вулканические центры, образовавшиеся в голоцене: а — единичные, б — 14 раннеголоценовых центров Седанкинского Дола; 5 — условная граница южной и северной частей Срединного хребта; 6 — вулканические массивы (локальные ареалы распространения голоценового вулканизма); 7 — северо-восточный и север-северо-восточный ареалы распространения голоценового вулканизма; 8, 9 — группы субсинхронных последовательных извержений: 8 — в пределах одного вулканического массива (группы), 9 — охватывающие несколько вулканических массивов (супергруппы): а — включают вулканические и сейсмические события, б — только сейсмические события; 10 — сейсмогенные обвалы, вблизи вулкана Хангар — сейсмогенная терраса

Весьма примечательно положение раннеголоценовых обвалов, датированных в районе маара Светлый Ключ, кальдеры Уксичан и в Кекукнайском массиве, которые также образуют направленный тренд, выделяемый только по сейсмическим данным (см. рис. 5.7, В). На карте видно (рис. 5.9), что эти обвалы, зафиксированные в разрозненных массивах, формируют супергруппу северо-западного простирания. Следует обратить внимание на то, что, по данным графиков, представленных на рис. 5.7, А, Б, выделить данную супергруппу не представлялось возможным. И только использование комбинированного профиля (см. рис. 5.7, В), охватывающего вулканические и палеосейсмические события всей вулканической зоны в целом, позволило выявить эту цепочку последовательной сейсмической активизации, которая сечет «восточный» и «западный» ареалы голоценового вулканизма Срединного хребта.

Еще две небольшие супергруппы можно выделить в северной части хребта: Ныльгимелкин → конус Икс и, предположительно, раннеголоценовые конуса Седанкинского Дола → Озерновский поток.

Таким образом, *супергруппы* — это гигантские цепочки (до 250 км) из крупнейших извержений и сейсмогенных обвалов, которые объединяют несколько разрозненных вулканических массивов на протяжении длительного времени (до 1000 лет). Супергруппы могут иметь простирание как северо-восточное, так и северо-западное; последовательная активизация центров наблюдается в северном направлении; закономерные изменения состава пород не зафиксированы.

Главная разница между группой и супергруппой состоит в том, что группу составляют вулканические центры, расположенные в одном вулканическом массиве, они образуются компактно (до 30 км) и субсинхронно (или с очень небольшим временным промежутком — до 100 лет); супергруппа же охватывает события, происходящие в нескольких разобщенных массивах (до 250 км) на протяжении длительного времени (до 1000 лет). Последовательная тройка извержений Ныльгимелкин → Икс → Тобельцен (см. рис. 5.7, В) начинается как супергруппа (разные массивы) северо-восточного простирания, затем продолжается как группа северо-западного простирания (см. рис. 5.9) и в целом проявляется в течение 1000 лет. Данный пример подчеркивает генетическое единство процесса (про-

цессов), приводящего к образованию групп и супергрупп.

Субсинхронное начало позднеголоценовых периодов активизации стратовулканов Хангар и Ичинский также может образовывать супергруппу, на рис. 5.7, А, В она показана пунктирной линией. Принятие окончательного решения по этому вопросу требует дополнительных геохронологических работ и уточнения возраста извержений, с которых эти периоды начинаются.

Кроме группированных извержений, имеются еще три, для которых пространственно-временные пары не обнаружены. Это кратер Кекук, извержение в массиве Алней и Седанкинский лавовый поток. Первые два извержения датированы автором по положению их пирокластики в сводном ППЧ района. Возраст извержения АЛ определен по соотношению с маркирующими прослоями пеплов вулкана Шивелуч. Возраст извержения КК принят не только по соотношению его тefры с маркерами, но и на основании радиоуглеродной даты. Таким образом, вопрос о положении этих извержений на шкале времени в большей или меньшей степени все-таки решен.

Возраст же Седанкинского потока (~8000  $^{14}\text{C}$  лет) приводится по [Дирксен, 2009]. По устному сообщению О.В. Дирксена, пирокластика этого извержения в ППЧ так и не была обнаружена, а 8-тысячная дата показывает верхний возможный предел возраста образования потока. В таком случае нельзя исключить, что Седанкинский поток образовался раньше. Нельзя исключить и того, что это извержение произошло на этапе раннеголоценовой активизации Седанкинского Дола.

Для извержения КК никаких парных извержений или обвалов в Срединном хребте не обнаружено, в связи с этим его приходится считать единичным. А вот извержение АЛ, с учетом «мягкой» привязки к возрастной шкале, может оказаться на продолжении предполагаемого тренда начала позднеголоценовой активизации стратовулканов Хангар и Ичинский (см. выше).

Уже после того, как текст монографии был полностью готов, удалось провести полевые работы в окрестностях оз. Кенужен, которое образовалось в результате подпруживания обвалами русла р. Озерной Камчатки (левый исток Камчатки, стекающий со склонов Срединного хребта), а также в верховьях р. Караковой (Падь Караковая) и в районе вулкана Ахтанг (рис. 5.10).

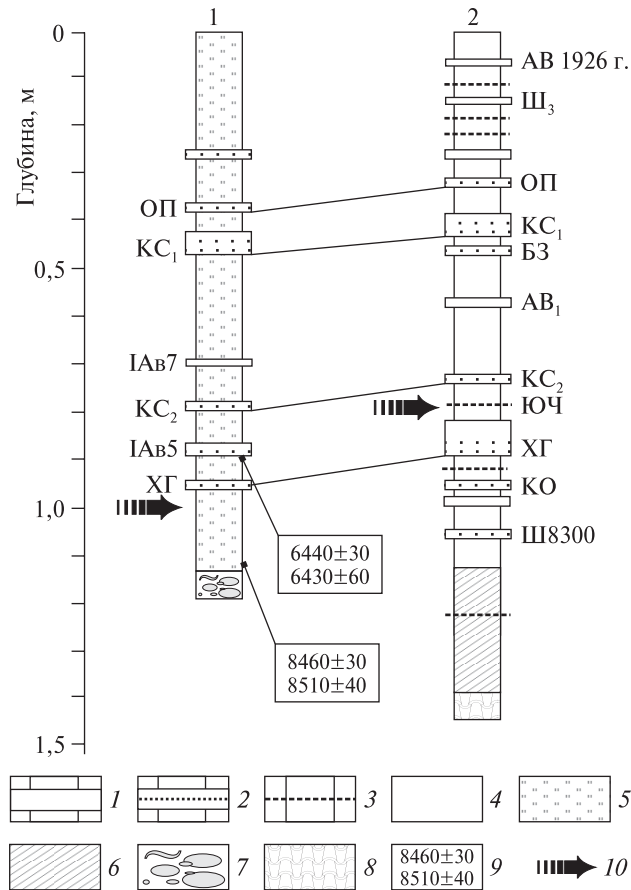




Рис. 5.10. Обзорная карта юго-восточной части Срединного хребта Камчатки

Желтые точки — место расположения верхнего и нижнего обвалов, подпрудивших оз. Кенужен в долине р. Озерной Камчатки; белая точка — разрез в Пади Караковой, показанный на рис. 5.13

В районе оз. Кенужен находится самый лучший разрез (рис. 5.11), который представлен торфяником. В нем идентифицированы маркирующие пеплы крупнейших извержений, хорошо коррелирующие с близрасположенным эталонным торфяником вблизи пос. Пушино (см. рис. 4.1 и 4.2). Ни одного «местного» пепла не было обнаружено. Это свидетельствует об отсутствии молодой вулканической активности в верховьях р. Озерной Камчатки, что согласуется с результатами изучения материалов аэрофотосъемки.



**Рис. 5.11.** Разрезы почвенно-пирокластических чехлов вблизи оз. Кенужен и в Пади Караковой

Разрезы: 1 — оз. Кенужен, торфяник, 2 — Падь Караковая, сводный.

1–3 — тefра: 1 — тонкий пепел, 2 — зернистый песок, 3 — песок шлака; 4–8 — межпепловые прослои: 4 — супесь, 5 — торф, 6 — суглинок и озерные алевроиты, 7 — речные отложения, 8 — водно-ледниковые отложения; 9 — радиоуглеродные даты (нижняя ГИН-14479, верхняя ГИН-14480), не включенные в Приложение; 10 — стратиграфическое положение палеосейсмических событий.

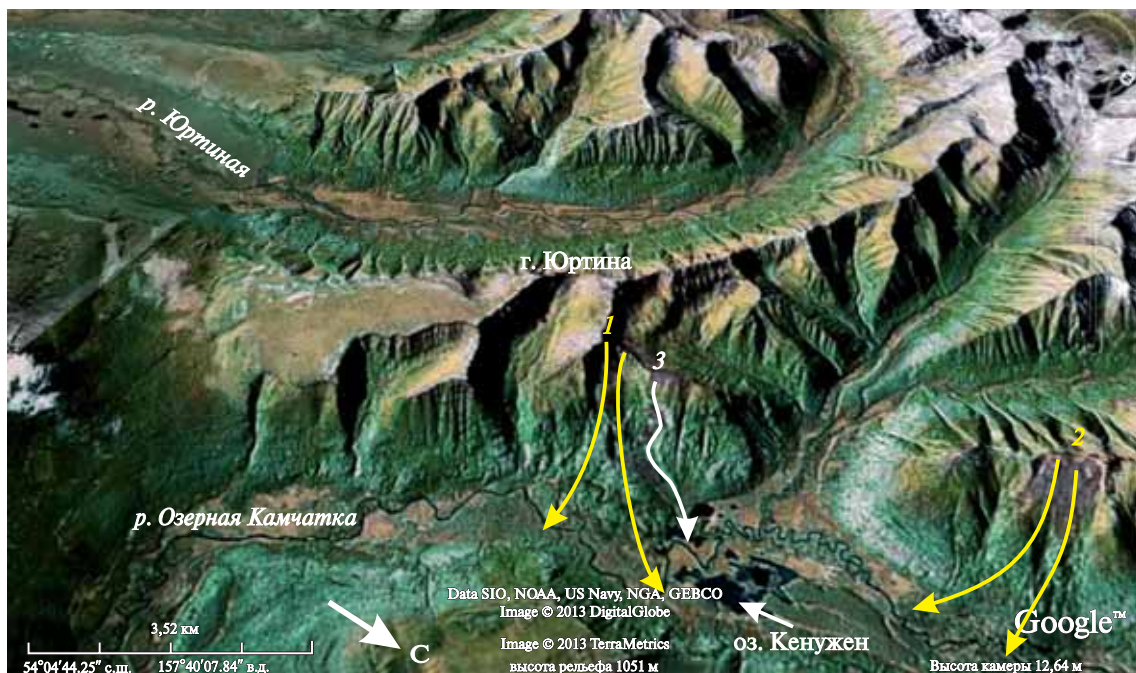
Вулканические центры, источники маркирующих пеплов: АВ — Авачинский, БЗ — Безымянный, КО — кальдера Курильского озера, КС — Ксудач, ОП — Бараний Амфитеатр на вулкане Опала, ХГ — Хангар, Ш — Шивелуч, ЮЧ — Южный Черпук, подробнее см. табл. 4.1

По результатам тefрохронологического датирования, два крупных обвала правого борта долины (рис. 5.12) образовались практически одновременно незадолго до выпадения пепла ХГ. Эти обвалы запрудили русло реки, что привело к образованию системы из нескольких озер.

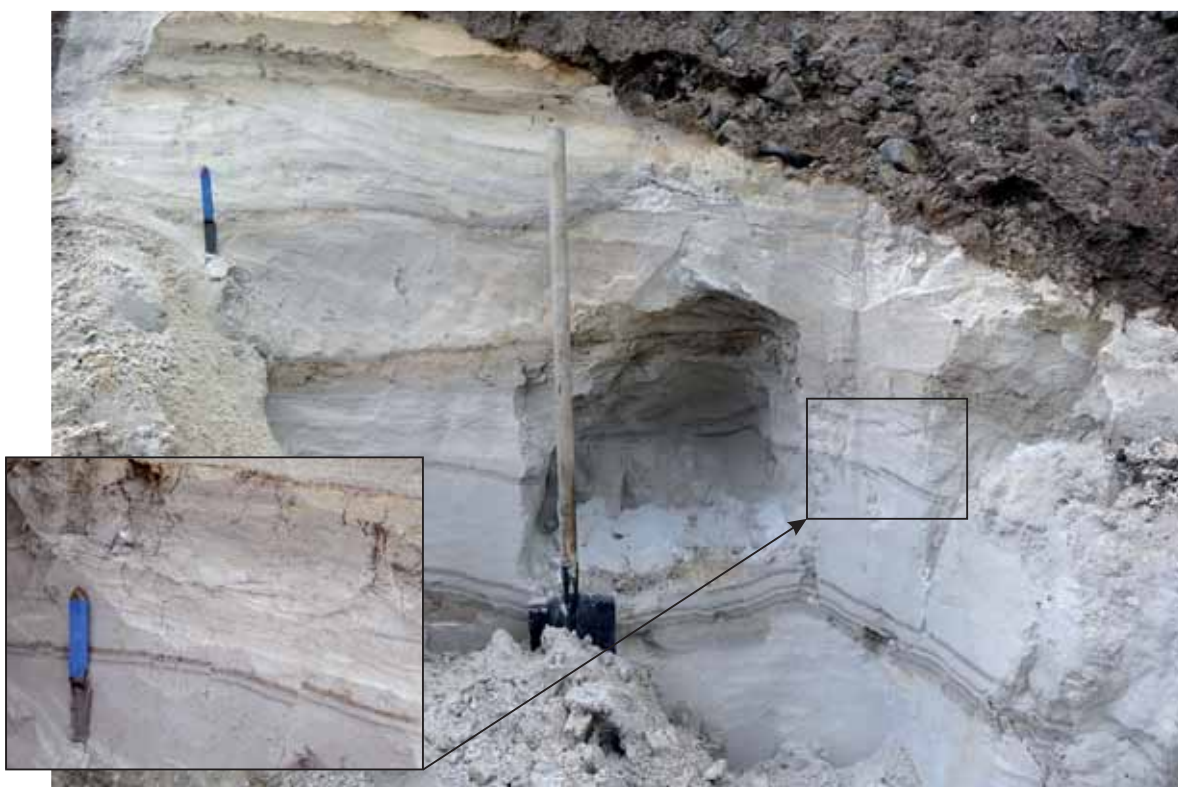
На сегодняшний день заполнены водой только оз. Кенужен и несколько соседних котловин, подпруженные Нижним обвалом. Нижние части этих обвалов перекрыты озерными отложениями, которые содержат значительные (> 0,7 м) мощности намывтого пепла ХГ. При этом не обнаружено никаких следов пепла КО, который, согласно изопохитам [Ponomareva et al., 2004], а также данным по соседним разрезам (см. рис. 4.2), должен был выпадать в этом районе.

На основании вышеперечисленного, возраст образования Верхнего и Нижнего обвалов попадает в интервал 7600–6900  $^{14}\text{C}$  лет и может быть принят около 7200–7100  $^{14}\text{C}$  лет, что соответствует калиброванному возрасту 6050–6000 BC. Еще один небольшой обвал, сошедший с горы Юртиной «поверх» Нижнего обвала (см. рис. 5.12), зафиксирован на аэрофотоснимках 1947 г. Время его образования неизвестно, но слабая задернованность отложений позволяет датировать его первой половиной XX в.

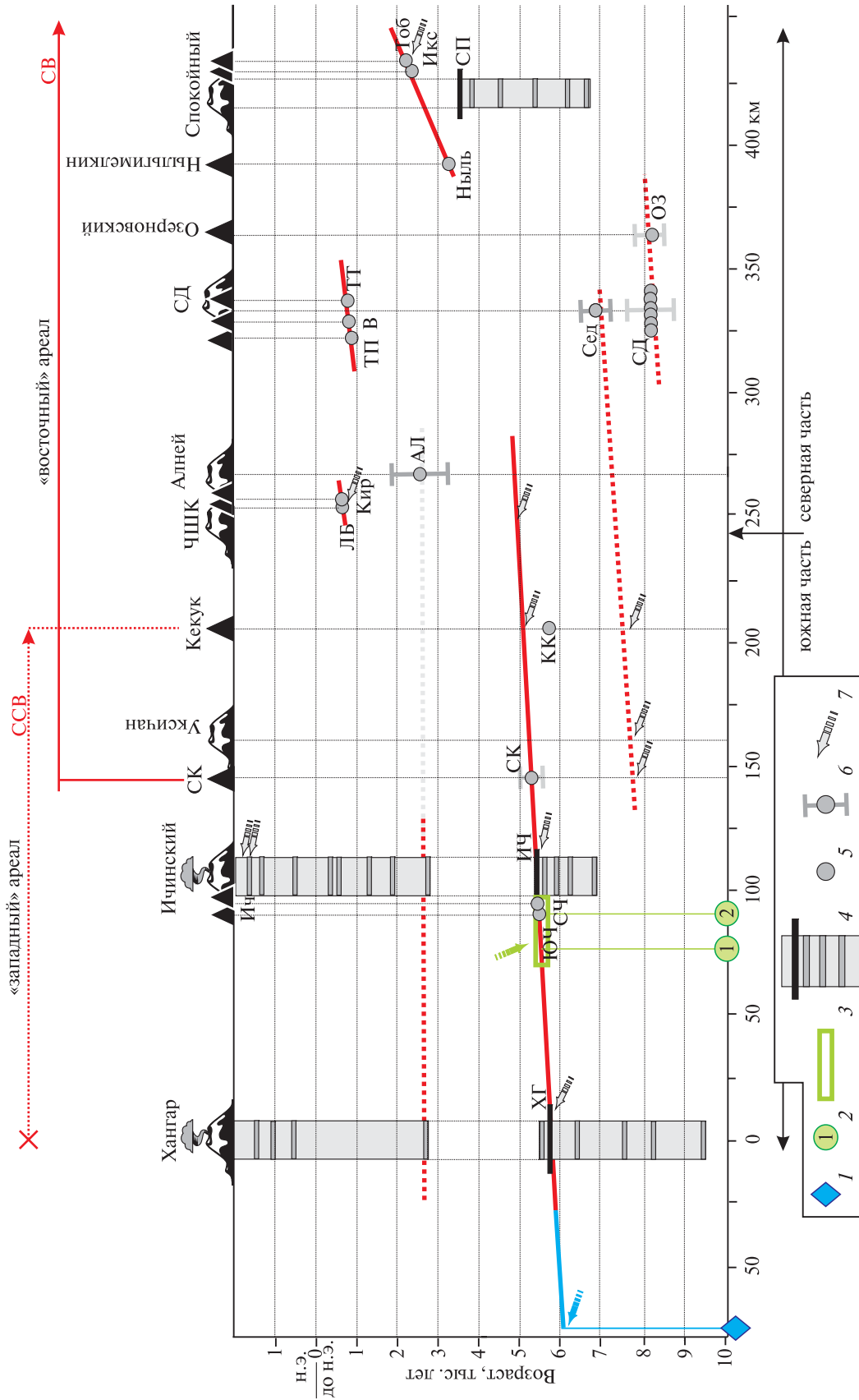
**Разрезы Пади Караковой** (см. рис. 5.11) хорошо коррелируют как с близрасположенными ППЧ Центральной Камчатской депрессии (см. рис. 4.1 и 4.3), так и с рядом ППЧ южной части Срединного хребта (см. рис. 4.8, 4.10 и 4.15). Маломощные горизонты черных песков шлака скорее всего могут быть связаны с удаленными источниками, например, Толбачинским Долом. Один горизонт, отложившийся между пеплами КС<sub>2</sub> и ХГ, принадлежит извержению конуса Южный Черпук (ЮЧ). Никаких следов «местной» вулканической активности, которая могла бы быть связана с работой моногенных конусов массива Ахтанг в голоцене, не выявлено. Падь Караковая — замкнутая котловина, подпруженная лавами плейстоценового щитового вулкана. В раннем голоцене часть котловины была заполнена озером, в котором намывался пепел ХГ (3 м видимых) (рис. 5.13). При изучении мытых песков ХГ были обнаружены разорванные и смещенные фрагменты (см. врезку на рис. 5.13), что можно трактовать как следы палеосейсмической активности. Кровля ХГ с прямым контактом перекрыта 2-метровой толщиной слоистых отложений.



**Рис. 5.12.** Обзорная карта верхнего течения р. Озерной (Левой) Камчатки  
1–3 — раннеголоценовые обвалы, образовавшие подпрудную оз. Кенужен: 1 — Нижний, 2 — Верхний; 3 — обвал первой половины XX в.  
Цветные изогнутые стрелки — основное направление движения обвальных масс

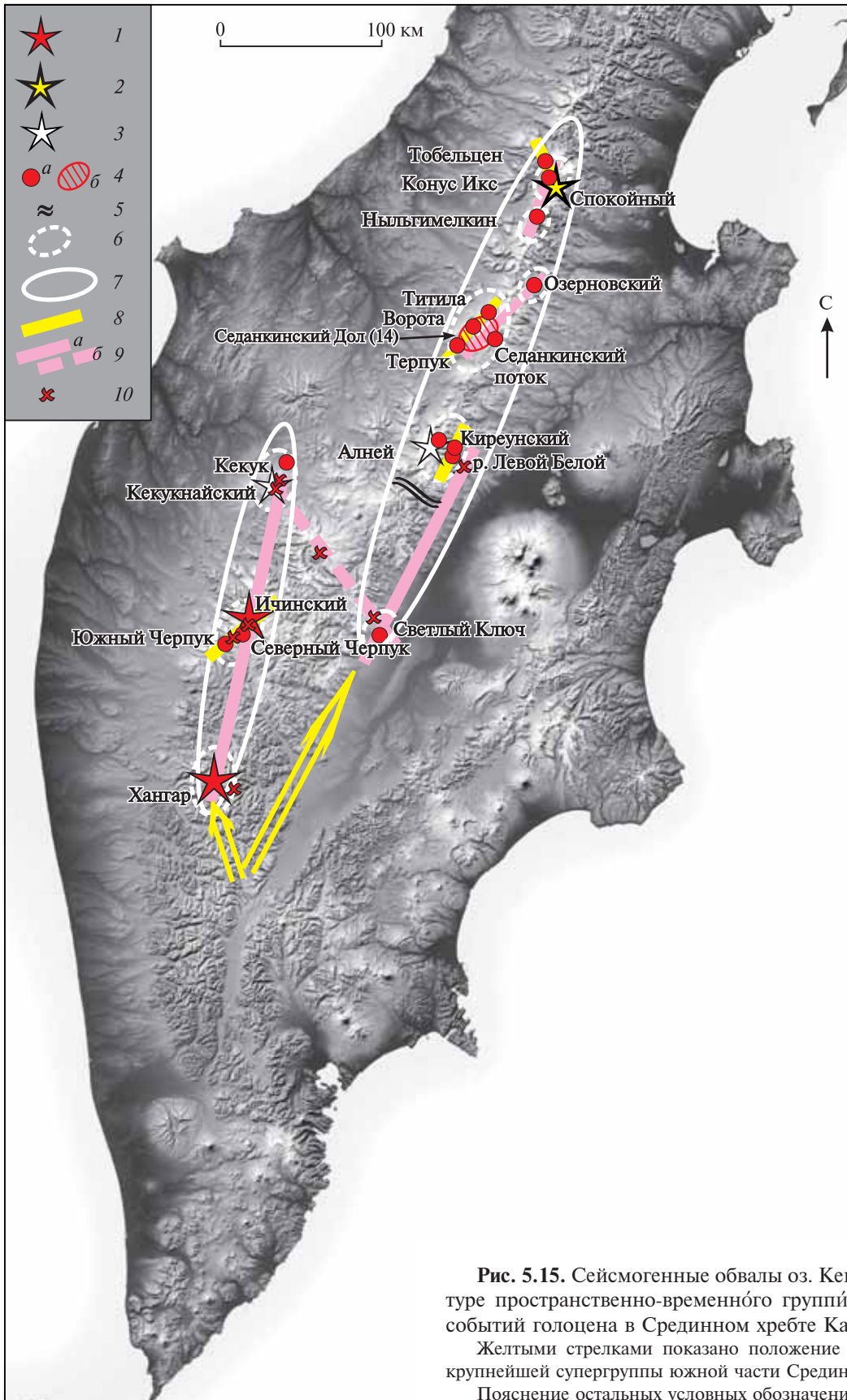


**Рис. 5.13.** Обрыв правого берега р. Караковой, в котором обнажаются намывные пески извержения ХГ, отлагавшиеся в озере. Выше пепла — склоновые отложения. *Фото автора*  
На врезке — фрагмент пеплового прослоя, разорванного и смещенного в результате землетрясения



**Рис. 5.14.** Сейсмогенные обвалы оз. Кенужен и землетрясение в Пади Караковой на общем фоне голоценовой вулканической и сейсмической активности зоны Срединного хребта Камчатки

1 — обвалы оз. Кенужен; 2 — возможное положение разрезов Пади Караковой на комбинационном профиле по отношению к обвалам оз. Кенужен (1) и к мауру Светлый Ключ (2); 3 — предположительный возраст землетрясения, зафиксированного в разрезе Пади Караковой; 4 — этап активизации струговулкана, темные полосу — единичные извержения, черные — самое сильное в голоцене извержения данного струговулкана; 5, 6 — извержения моногенного типа; 5 — с установленным  $^{14}\text{C}$  возрастом, 6 — возраст с достоверным интервалом по тифрохронологическим данным; 7 — сейсмогенные обвалы, вблизи вулкана Хангар — сейсмогенная терраса



**Рис. 5.15.** Сейсмогенные обвалы оз. Кенужен в общей структуре пространственно-временного группирования эндогенных событий голоцена в Срединном хребте Камчатки

Желтыми стрелками показано положение начальных фрагментов крупнейшей супергруппы южной части Срединного хребта.

Пояснение остальных условных обозначений см. на рис. 5.9

По-видимому, землетрясение, зафиксированное разорванными пепловыми прослоями и пачкой склоновых отложений, привело и к прорыву озера. Возраст этого события может быть оценен интервалом 6900–6000  $^{14}\text{C}$  лет, т.е. около 6600–6500  $^{14}\text{C}$  лет, что в калиброванном значении соответствует возрасту 5550–5480 ВС.

Землетрясения, приведшие к образованию Верхнего и Нижнего обвалов оз. Кенужен и к спуску озера в Пади Караковой, нанесены на график общей голоценовой вулканической и сейсмической активности Срединного хребта Камчатки (рис. 5.14). Сейсмические события в этих новых районах исследования — даже с учетом возможных разночтений в их положении на комбинированном профиле — идеально вписываются в ранее выделенную самую крупную супергруппу южной части хребта. С учетом новых данных, ее протяженность увеличивается с 250 до 330 км, а длительность проявления составляет чуть более 1000 лет.

Весьма примечательно положение обсуждаемых сейсмических событий на карте пространственно-временного группирования эндогенных событий голоцена (рис. 5.15). Получается, что в южной части Срединного хребта около 8 тыс. календарных л.н. именно район оз. Кенужен оказался инициальной точкой, от которой одновременно стали распространяться две ветви крупнейшей супергруппы. Причем, «западная» ветвь в большей степени характеризуется сильными извержениями (ХГ, ЮЧ + СЧ + ИЧ) и в меньшей степени — сейсмическими событиями; «восточная» же ветвь, наоборот, в большинстве мест проявляется сейсмическими событиями умеренной силы и единично — извержением мара Светлый Ключ. Представленная на рис. 5.15 ситуация с двумя расходящимися ветвями супергруппы южной части хребта предполагалась, в связи с чем и были проведены полевые работы по датированию обвалов на оз. Кенужен.

Установлено, что крупнейшие голоценовые извержения Срединного хребта подчиняются строгим пространственно-временным закономерностям проявления. Это выражается в группировании событий, которое характеризуется направленной миграцией вулканизма.

В пределах одного вулканического массива несколько извержений могут происходить одновременно или с небольшим временным интервалом (до 100 лет). При этом вулканические центры расположены цепочкой и активизируются последовательно в северном направлении.

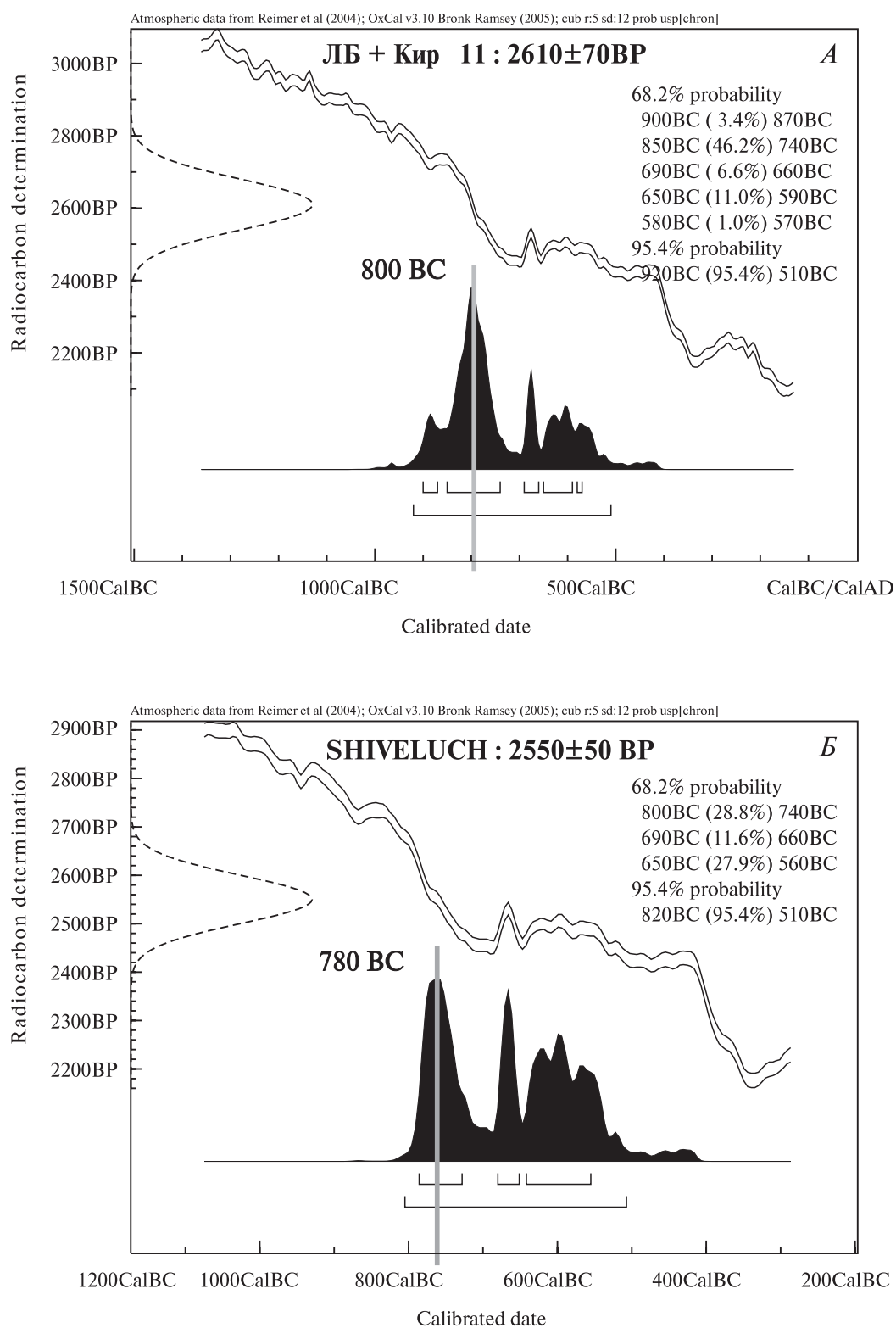
Такие короткоживущие цепочки выделяются в качестве *групп*. Их протяженность не превышает 30 км. Кремнекислотность пород внутри единичной группы также последовательно увеличивается к северу. Группы могут быть ориентированы как в северо-восточном, так и в северо-западном направлениях.

Вулканические извержения и сейсмогенные обвалы, зафиксированные в нескольких разрозненных вулканических массивах, могут образовывать и долгоживущие (до 1000 лет) цепочки протяженностью более 300 км. Они выделены в *супергруппы*. Для них также характерна последовательная активизация центров в северном направлении. Супергруппы имеют простирание как северо-восточное, так и северо-западное; закономерных изменений состава пород не обнаружено.

### 5.3. Направленная миграция вулканической активности

Описанный эффект группирования свидетельствует о проявлении нескольких эпизодов вулканической активности, которые сначала проявляются в южных частях отдельных вулканических массивов, а затем — в более северных. Последовательную направленную активизацию вулканических центров внутри групп и супергрупп можно охарактеризовать как направленную миграцию эндогенной и, прежде всего, вулканической активности в пределах различных участков Срединного хребта. По-видимому, расстояние, на котором фиксируется миграция внутри единичной группы или супергруппы, может зависеть от мощности эндогенных процессов, инициирующих первичную вспышку вулканизма. Так, супергруппа, начинающаяся обвалом на оз. Кенужен (см. рис. 5.15), имеет наибольшую протяженность (330 км), при этом она маркируется наиболее мощными извержениями (ХГ, ЮЧ + СЧ + ИЧ). То, что пространственно-временной тренд активизации этой супергруппы проявляется в двух разобщенных ареалах («восточном» и «западном»), скорее свидетельствует не о «местной», а о привнесенной эндогенной энергии, инициировавшей вулканическую активность.

Зная возраст извержений и расстояние между отдельными центрами внутри групп и супергрупп, можно оценить скорость направленной миграции.



**Рис. 5.16.** Графики калиброванных значений радиоуглеродного возраста извержений лавовых потоков Ки-реунского (Кир) и р. Лево́й Бело́й (ЛБ) (А), а также маркирующего прослоя пепла вулкана Шивелуч с возрастом 2550 <sup>14</sup>С лет (Ш2550) (Б) по программе Oxcal v. 3.10 [Bronk Ramsey, 2005]

**Супергруппа южной части хребта.** Расстояние между вулканами *Хангар* и *Ичинский* около 100 км. Разница в возрасте крупнейших извержений ХГ и ИЧ 5738 ВС — 5480 ВС = 258 лет (см. табл. 5.2). При этих параметрах скорость миграции будет составлять  $100 \text{ км} : 258 \text{ лет} = 0,387 \text{ км/год}$ . Однако, как указывалось выше, крупнейшее извержение Ичинского вулкана предварялось извержениями двух близкорасположенных моногенных центров. Это строенное извержение происходило субсинхронно, а имеющиеся данные не позволяют определить индивидуальный возраст каждого из трех извержений, поэтому мы вынуждены принимать один и тот же возраст для всех трех извержений (Южный Черпук, Северный Черпук, Ичинский вулкан). Активизация началась с конуса *Южный Черпук* (5480 ВС), который удален от вулкана *Хангар* на 90 км. В этом случае скорость миграции будет составлять  $90 \text{ км} : 258 \text{ лет} = 0,349 \text{ км/год}$ . Таким образом, скорость миграции вулканической активности внутри супергруппы, начинающейся с извержения ХГ, составляла 0,35 или 0,39 км/год, т.е. около 0,4 км/год.

**Позднеголоценовая группа Седанкинского Дола.** Калиброванный возраст извержения *Терпук* имеет два наиболее ярко выраженных пика: 940 и 965 ВС (см. табл. 5.2). Наиболее ярко выраженные пики для извержения *Титилы* 840 и 895 ВС, анализ этих данных с пиками для конуса *Ворота* (860 и 900 ВС) (см. табл. 5.2), а также данными по строению ППЧ позволяет принять возраст извержения *Титилы* около 840 ВС. Расстояние по прямой между конусами *Терпук* и *Титила* около 28 км, а разница в возрасте 100 или 125 лет ( $940 - 840 = 100$ ;  $965 - 840 = 125$ ). Тогда скорость миграции вулканической активности может быть  $28 \text{ км} : 100 \text{ лет} =$

$= 0,28 \text{ км/год}$ ;  $28 \text{ км} : 125 \text{ лет} = 0,22 \text{ км/год}$ . Другими словами, для данной группы скорость миграции вулканической активности составляет 0,2–0,3 км/год.

**Среднеголоценовая группа массива Спокойного и супергруппа Ныльгимелкин → конус Икс.** Тефра конусов *Икс* и *Тобельцен* продатирована довольно уверенно. Калиброванные значения возрастов этих извержений, представленные на графиках (см. рис. 4.32, А, Б), имеют несколько вероятностных пиков (см. табл. 5.2). Анализ графиков и положения тефр в ППЧ позволяет предположить, что наиболее вероятные значения калиброванного возраста для конуса *Икс* — 2470 ВС, а для *Тобельцена* — 2200 ВС. Таким образом, разница в возрасте извержений составляет 270 лет. Конуса расположены на расстоянии 12 км друг от друга. Скорость миграции вулканической активности  $12 \text{ км} : 270 \text{ лет} = 0,04 \text{ км/год}$ . Возраст извержения *Ныльгимелкин* определен с невысокой точностью. Однако, имея прямой пространственно-временной тренд, связывающий все эти три центра (см. рис. 5.7, Б, В и 5.8, Г), можно предполагать, что и скорость направленной миграции была постоянной. Между конусами *Ныльгимелкин* и *Тобельценом* 36 км, при рассчитанной скорости миграции 0,04 км/год, извержение *Ныльгимелкин* могло произойти ( $36 \text{ км} : 0,04 \text{ км/год} = 900 \text{ лет}$ ) на 900 лет раньше, т.е.  $2200 \text{ ВС} + 900 = 3100 \text{ ВС}$ . Калиброванное значение возраста 3100 ВС соответствует одному из пиков радиоуглеродной даты 4500 (см. рис. 4.31, А), что удовлетворительно согласуется с представлениями о радиоуглеродном возрасте извержения. Таким образом, для этой комбинированной супергруппы–группы можно принять скорость миграции вулканической активности 0,04 км/год.

**Таблица 5.3.** Скорость направленной миграции голоценовой вулканической активизации в пределах Срединного хребта Камчатки

Группа/супергруппа	Датированные извержения	Расстояние между центрами, км	Разница в возрасте извержений, лет	Скорость миграции, км/год
Супергруппа южной части хребта	Хангар 5738 ВС → Южный Черпук → Ичинский 5480 ВС	90–100	258	0,4 (0,35–0,39)
Позднеголоценовая группа Седанкинского Дола	Терпук 940, 965 ВС → Ворота 860, 900 ВС → Титила 840 ВС	28	100–125	0,2–0,3 (0,22–0,28)
Среднеголоценовая группа массива Спокойного	Конус Икс 2470 ВС → Тобельцен 2200 ВС	12	270	0,04
Позднеголоценовая группа массива Алней-Чашаконджа	Лавовый поток р. Лево́й Бело́й → Киреунский 800 ВС	7	< 20	0,35



**Позднеголоценовая группа массива Алней-Чашаконджа.** Истоки лавовых потоков *Киреунского* и *р. Левой Белой* удалены друг от друга на 7 км. Тефра их шлаковых конусов лежит в ППЧ без перерыва, представленного супесью или органоманным горизонтом. Это свидетельствует о крайне небольшом временном интервале между извержениями. Поскольку в ППЧ тефра Киреунского потока перекрывается пеплом вулкана Шивелуч с возрастом 2550 <sup>14</sup>C лет [Ponomareva et al., 2007]) через 0,5 см супеси, то, согласно калиброванному возрасту (рис. 5.16), 0,5 см супеси образовались за 20 лет. Отсутствие супеси между тefрами потоков Киреунского и *р. Левой Белой* свидетельствует о том, что интервал между их извержениями был менее 20 лет, точнее не сказать. Получается, что скорость миграции вулканической активности в этой группе была не ниже 0,35 км/год (7 км : 20 лет = 0,35 км/год).

В голоценовой истории Срединного хребта выделено несколько групп и супергрупп, характеризующихся направленной миграцией вулканической и сейсмической активности. В разное время и в разных вулканических массивах направление миграции оставалось неизменным (с юга на север), а скорость могла различаться на порядок от 0,04 до 0,4 км/год (табл. 5.3).

На рис. 5.7, *В* видно, что за исключением тройки извержений Ныльгимелкин → Икс → → Тобельцен, во всех остальных случаях угол наклона пространственно-временных трендов, объединяющих группы и супергруппы, почти одинаковый. Это свидетельствует о том, что преобладающие скорости направленной миграции составляли 0,2–0,4 км/год. При этом важно подчеркнуть, что практически все крупнейшие голоценовые извержения Срединного хребта принимают участие в тех или иных формах группирования, которые сопровождаются направленной миграцией вулканической активности.

Для голоцена Срединного хребта выявлен эффект *направленной миграции вулканической активности*: извержения вулканических центров, фор-

мирующих группы и супергруппы, во всех случаях происходят последовательно с юга на север.

## 5.4. Хронология вулканической деятельности. Импульсы эндогенной активизации

Поскольку группы и супергруппы состоят из нескольких вулканических извержений, то, суммируя массу отложений единичных извержений, можно охарактеризовать продуктивность отдельных этапов группирования. Начало этих этапов хронологически будет совпадать с возрастом извержения, начинающего конкретную группу (супергруппу). Извержение кратера Кекук, не имеющее парных извержений, рассматривается как самостоятельное событие. Извержение взрывного кратера на Алнее (АЛ) не учитывается в связи с невозможностью определить объем и массу изверженных пород. Седанкинский лавовый поток (Сед) не учитывается из-за недостаточной точности определения возраста его образования. Этапы, выделяемые по сейсмическим данным, характеризуются только по возрасту. Возраст начала раннеголоценовых периодов активизации стратовулканов носит условный характер, так как определяется особенностями осадконакопления и сохранностью ППЧ в конкретных районах.

Вышеприведенный принцип использован при построении графика хронологии голоценовой вулканической активности в пределах Срединного хребта (рис. 5.17).

Кроме отчетливо выраженной асинхронности вулканической активности южной и северной частей хребта, на данном графике можно выделить и несколько инициальных импульсов активизации, которые «начинают» формировать группы.

*Первый импульс* (I) маркируется раннеголоценовыми извержениями Седанкинского Дола + + Озерновский поток.

⇒

**Рис. 5.17.** Хронология голоценовой вулканической активности Срединного хребта Камчатки

1 — периоды активизации стратовулканов; 2 — крупнейшие извержения стратовулканов и моногенных центров (масса  $\geq 1 \cdot 10^9$  т), либо единственные в голоцене для отдельных вулканических массивов (масса  $\geq 0,05 \cdot 10^9$  т); 3 — периоды субсинхронного проявления палеосейсмической активности (обвалы, террасы); 4, 5 — инициальные импульсы вулканической активизации, незалитые треугольники — импульсы, выделяемые только по палеосейсмическим событиям.

Цветом выделены импульсы и группы, проявленные в разных частях хребта: красным — южная часть, синим — северная часть, зеленым — супергруппа центральной части. На врезке показано положение инициальных импульсов (I–X) и направление миграции активности для отдельных пар



*Второй* (II) — обвалами горы Иракан вблизи маара Светлый Ключ + обвал экструзии Укичан + раннеголоценовый обвал в Кекукнайском массиве.

*Третий* (III) — извержением кратера Кекук.

*Четвертый* (IV) — извержением ХГ + супергруппа южной части хребта.

*Пятый* (V) — извержением Ныльгимелкин + группа Икс → Тобельцен.

*Шестой* (VI) — извержениями, связанными с началом позднеголоценовых периодов активизации стратовулканов Хангар и Ичинский.

*Седьмой* (VII) — началом активизации конусов Терпук + Ворота + Титила.

*Восьмой* (VIII) — извержениями в массиве Алней (р. Левая Белая + Киреунский).

*Девятый* (IX) — последнее извержение Ичинского вулкана (Ич) с излиянием крупного лавового потока.

*Десятый* (X) — предположительный и на сегодняшний день последний — можно выделить на основании сведений С.П. Крашенинникова [1949], который описал сильное землетрясение, произошедшее в 1740 г. южнее вулкана Ичинского.

Согласно полученным данным, инициальные импульсы проявлялись субсинхронными парами (см. рис. 5.17, слева от хронологической шкалы). В среднем для всего Срединного хребта пары импульсов фиксируются через 2,5 тыс. лет. Интервал же времени, разделяющий два импульса одной пары, около 300 (150–500) лет. Если принять существование II и X импульсов, выделяемых только по сейсмическим данным, то, по-видимому, можно говорить об импульсах эндогенной активности, выражающихся в закономерных пространственно-временных проявлениях как вулканизма, так и сейсмике.

Примечательно, что в большинстве случаев импульсы одной пары проявляются в виде событий в разных частях хребта но, за исключением пары V → VI импульсов, внутри одного ареала. При этом вторые импульсы единичной пары пространственно всегда проявляются южнее, чем первые (см. врезку на рис. 5.17). Подобное поведение также можно охарактеризовать как направленную миграцию (к югу). В среднем для всех пар импульсов скорость направленной миграции составляет 0,4–0,6 км/год при максимальном разбросе значений 0,2–2,0 км/год. Скорость миграции импульсов можно было бы определить точнее при дополнительном датировании событий и, в первую очередь, обвалов. Объяснить фе-

номен миграции вулканической активности в зоне Срединного хребта с точки зрения классических теорий вулканизма не представляется возможным. Обнаружение периодических парных импульсов эндогенной активности, характеризующихся направленной миграцией, — принципиально новый шаг в изучении не только геодинамических особенностей региона, но и вулканического процесса в целом.

Следует подчеркнуть, что выделение периодических парных импульсов стало возможным только после того, как был собран и обобщен весь материал по крупнейшим извержениям и сейсмогенным обвалам единой вулканической структуры — Срединного хребта. Если бы работа ограничивалась только южной или только северной частями хребта, либо только «восточным» или только «западным» ареалами — закономерность (периодичность) проявления импульсов не была бы обнаружена. Это становится очевидным, если сравнить левую и правую части графика на рис. 5.17. То, что парные импульсы все же удалось выявить, является косвенным доказательством того, что автором обнаружены, датированы и учтены *все крупнейшие извержения* зоны Срединного хребта.

Начало образования групп и супергрупп, в том числе выделяемых по сейсмогенным обвалам, маркируют *десять импульсов эндогенной активности*. Хронологически импульсы образуют пять пар, проявляющихся с периодичностью в 2,5 тыс. лет. При этом временной интервал, разделяющий импульсы одной пары, составляет около 300 лет. Первый импульс единичной пары всегда проявляется в более северных, а второй — в более южных районах хребта; таким образом, для всех пяти пар импульсов фиксируется направленная миграция активности, ориентированная к югу.

Кроме того, намечается тенденция к тому, что первое извержение группы (наиболее южный центр) имеет большую массу изверженных пород (большую продуктивность) (см. табл. 5.2), а, значит, и большую мощность извержения. Эта закономерность нарушается в I импульсе, что может быть связано с рядом причин: 1) для раннеголоценовых извержений Седанкинского Дола, так же, как и для Озерновского потока, нет конечных изотопных дат, поэтому они могут и не составлять группу; 2) подсчет объема изверженных пород Седанкинского Дола [Дирксен, 2009] и Озерновского потока выполнен разными исследователями, так что нельзя исклю-

чить и субъективный фактор. По мнению автора, нарушение закономерности скорее связано со второй причиной.

## **5.5. Сравнение вулканической активности Срединного хребта с другими вулканическими районами Камчатки и Северной Пацифики**

Сравнение голоценовой эруптивной активности зоны Срединного хребта с летописью эксплозивного вулканизма Северной Пацифики (рис. 5.18, *А, В*) показывает, что импульсы эндогенной активности, зафиксированные в Срединном хребте, во всех случаях проявляются «с запаздыванием» на 500–1000 лет после начала этапов усиления эксплозивной активности северной части Тихоокеанского «огненного кольца». Это свидетельствует о том, что зона Срединного хребта закономерно отзывается на региональные этапы активизации вулканизма. Следовательно, закономерности вулканической активности, выделенные для зоны Срединного хребта, могут рассматриваться как важнейшие и неотъемлемые характеристики вулканического процесса, которые ранее не были установлены, а импульсы эндогенной активности — впервые выделенные для Камчатки — по-видимому, характеризуют особенности геодинамических напряжений регионального уровня.

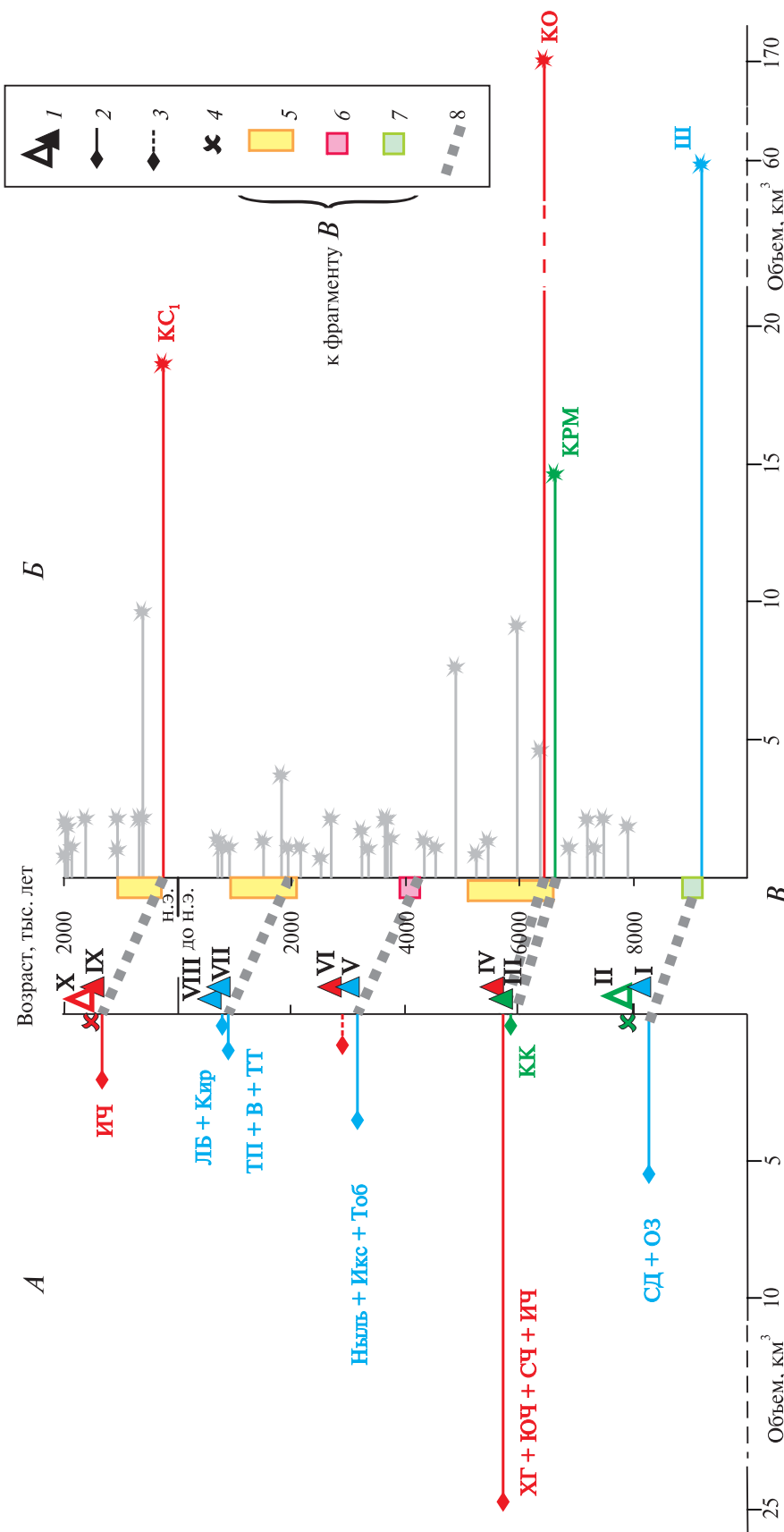
Как было показано А.А. Гусевым с соавторами [Гусев и др., 2003; Gusev et al., 2003; Gusev, 2008], для крупнейших голоценовых извержений Камчатки выявлено автомодельное (фрактальное) эпизодическое поведение, при котором высокопродуктивные извержения проявляют тенденцию к группированию во времени («порядковое группирование»). Другими словами, наиболее мощные извержения Камчатки фиксируются не единичными событиями на протяжении всего голоцена, но группами событий, которые происходили в короткие интервалы времени. По мнению авторов [Гусев и др., 2003; Gusev et al., 2003; Gusev, 2008], подобное поведение представляет собой типичное свойство последовательности извержений в пределах вулканической области. Причиной же этого явля-

ния авторы полагают наличие внешних воздействий (возмущающих факторов).

Весьма вероятно, что выделенные для голоценовой вулканической истории Срединного хребта сдвоенные импульсы эндогенной активности (см. рис. 5.17 и 5.18) как раз и могут приводить к проявлению «порядкового группирования» и, таким образом, видимо, они (импульсы) являются неотъемлемой характеристикой вулканического процесса.

На рис. 5.18, *А, Б* показано временное распределение крупнейших эксплозивных извержений Камчатки по [Пономарева и др., 2008] в сравнении с хронологией вулканической активности Срединного хребта. Пожалуй, первое, что бросается в глаза при сравнении вулканизма фронтальной и тыловой зон Камчатки — максимальный всплеск эруптивной активности, зафиксированный в первой половине голоцена. При этом Срединный хребет «запаздывает» по сравнению с фронтальной зоной Камчатки. Пик эруптивной активности Срединного хребта, маркируемый извержением ХГ, фиксируется спустя более 700 лет после крупнейшего голоценового извержения Камчатки — кальдерообразующего извержения Курильского озера (КО).

Второе по мощности (объему перемещенных пород) голоценовое извержение Камчатки принадлежит вулкану Шивелуч (Ш) и датируется началом голоцена (9300 ВС) [Певзнер и др., 2012]. Раннеголоценовый вулканизм Озерновского потока (ОЗ) и Седанкинского Дола (СД) проявляется спустя ~1000 лет после этого гигантского извержения. Похожая картина «запаздывания» извержений Срединного хребта по сравнению с вулканической активизацией фронтальной зоны фиксируется и в позднем голоцене. На южной Камчатке происходит извержение вулкана Ксудач с образованием кальдеры (КС<sub>1</sub>), в Срединном же хребте спустя приблизительно 1000 лет происходит излияние лавового потока на склоне Ичинского вулкана — это единственное крупнообъемное извержение Срединного хребта, зафиксированное в новой эре. Создается впечатление, что активизация вулканов Срединного хребта является отголоском наикрупнейших вулканических событий фронтальной зоны Камчатки. Причем, важно уточнить, что не сами извержения-гиганты являются первопричиной активизации вулканизма в Срединном хребте, но они лишь маркируют (и датируют) импульсы эндогенной активности, провоцирующие вулканизм фронтальной зоны.



**Рис. 5.18.** Эпизоды усиления вулканической активности голоцена Срединного хребта Камчатки (A), фронтальных вулканических зон Камчатки по [Пономарева и др., 2008, с изменениями и дополнениями автора] (B) и Северной Пацифики по [Пономарева, 2010] (B)

1 — импульсы эндогенной активизации (I-X); 2 — группы извержений; 3 — начало позднеголоценовых этапов активизации вулканов Хангар и Ичинский (вне масштаба); 4 — сейсмические обвалы.

Цветом выделены события, проявленные в разных частях Срединного хребта: красным — южная часть, синим — северная часть, зеленым — поперечная группа центральной части; 5-7 — пики эксплозивного вулканизма, зафиксированные для: 5 — Япония, Курило-Камчатской дуги, Каскадных гор и Алеутской дуги, 6 — Япония, Каскадных гор и Алеутской дуги, 7 — Курильских островов, Каскадных гор и Алеутской дуги; 8 — тренды «запаздывания».

Изменения: из правой части рисунка удалено извержение вулкана Хангар (XГ), так как оно относится к Срединному хребту; извержения с объемом < 10 км³ показаны как фоновые; цветом маркировано положение центров извержений фронтальной зоны: красным — вулканическая зона Южной Камчатки, зеленым — Восточный вулканический фронт, синим — вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии. Дополнения: показано раннеголоценовое извержение вулкана Шивелуч (Ш) по [Певзнер, Бабанский, 2010; Певзнер и др., 2012]

Тогда логично предположить, что извержения Срединного хребта V и VII импульсов также могли иметь «события-предшественники», которые произошли во фронтальных зонах полуострова. Как видно на рис. 5.18, Б, интервал среднего голоцена характеризуется довольно частыми извержениями, однако, по сравнению с такими «гигантами», как извержения КО, Ш, КС<sub>1</sub>, — относительно умеренной мощности. Выделять среди них «нужные» — чистый волюнтаризм. Скорее всего, такие извержения проявятся, если сопоставлять графики не объема, а массы изверженных пород, но, к сожалению, такими данными по вулканам фронтальной зоны автор не располагает.

Тем не менее тенденция «запаздывания» вулканической активизации Срединного хребта по сравнению с таковой для фронтальных зон полуострова, намечается достаточно отчетливо. Примечательно, что «извержения-предшественники» КО и КС<sub>1</sub> происходили на южной Камчатке, а их «отголоски» проявлялись на вулканах южной половины Срединного хребта (Хангар, Ичинский). Вулканизм же северной части хребта (Седанкинский Дол, Озерновский поток), скорее, «отзывается» на события северных районов фронтальной зоны (Шивелуч). Эта закономерность свидетельствует о возможной пространственно-временной корреляции вулканизма фронтальной и тыловой зон Камчатки. В связи с этим весьма примечательно извержение кратера Кекук, расположенного вблизи условной границы южной и северной частей хребта, т.е. в центральной его части. Согласно данным, приведенным на рис. 5.18 А, Б, для кратера Кекук «извержением-предшественником» могла оказаться кальдера Карымская (КРМ), которая расположена в пределах Восточного вулканического фронта, т.е. в центральной части фронтальной зоны Камчатки.

Как было показано (см. рис. 5.9 и 5.17), не только вулканические извержения маркируют эпизоды эндогенной активности зоны Срединного хребта. Не менее значимыми событиями можно считать и сейсмогенные обвалы. По-видимому, это должно быть справедливо и для других зон Камчатки. Частично это предположение подтверждается недавно выделенным нами раннеголоценовым извержением вулкана Шивелуч (Ш) (см. рис. 5.18, Б). Отложения этого извержения преимущественно представлены обломочными лавинами и обвалами, доля же ювенильной пирокластики составляет первые проценты от общего объема перемещенных пород, что заставляет предполагать сейсмогенную природу этого собы-

тия [Певзнер, Бабанский, 2010]. Таким образом, «событиями-предшественниками», маркирующими импульсы эндогенной активности, могут быть не только извержения, но и сейсмогенные обвалы, происходившие в пределах фронтальных вулканических зон Камчатки.

Это предположение также подтверждается данными, согласно которым в целом для голоцена Камчатки выделяются два эпизода резкого усиления продуктивности вулканов: раннеголоценовый [Мелекесцев и др., 1998] и позднеголоценовый [Мелекесцев и др., 2003]. На рис. 5.18, Б они, в частности, маркируются крупнообъемными извержениями КРМ, КО, КС<sub>1</sub>. Более детально изученный позднеголоценовый эпизод вулканической активизации сопровождался субсинхронными природными катастрофами: резкими высокоамплитудными тектоническими поднятиями отдельных блоков полуострова, мощными землетрясениями, с которыми были связаны большеобъемные скальные обвалы, оползни, сильные и частые цунами [Мелекесцев и др., 2003]. Все эти события объединяются авторами в один этап (650 лет) без выделения пространственно-временных зависимостей и закономерностей.

Исходя из установленной пространственно-временной зависимости активизации фронтальной и тыловой вулканических зон Камчатки, можно предположить, что не установленные на сегодняшний день «события-предшественники» для V импульса (Ныльгимелкин → Икс → Тобельцен) можно обнаружить в районах к северу от вулкана Шивелуч. Скорее всего, это будут обвалы или разрывные нарушения, связанные с палеосейсмической активностью. «События-предшественники» для VII–VIII импульсов (Терпук → Ворота → Титила и Левая Белая → Киреунский) можно будет обнаружить в районе Северной группы вулканов (Шивелуч, Ключевской). Это могут быть как извержения, так и палеосейсмодислокации.

Голоценовый вулканизм фронтальных зон Камчатки (Южной Камчатки, Восточного вулканического фронта и вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии) изучен с высокой степенью детальности. При этом пространственно-временная направленность в активизации центров крупнейших извержений не выделяется [Действующие вулканы..., 1991; Новейший и современный вулканизм..., 2005; Пономарева и др., 2008; Ponomareva et al., 2007]. В некоторых случаях, например, для Южной Камчатки, установлены субсинхронные периоды покоя, общие для несколь-

ких соседних вулканов (Желтовский, Ильинский, Дикий Гребень, Кошелева и Камбальный) [Ponomareva et al., 2001].

Линейная вытянутость цепочек вулканических центров моногенного типа характерна как для Срединного хребта, так и для ряда других районов Камчатки (например, Толбачинский Дол, Толмачев Дол, зоны шлаковых конусов вулкана Крашенинникова и района вулкана Ходутка). Линейное расположение шлаковых конусов Толбачинского Дола объяснялось Б.И. Пийпом [1956] их приуроченностью к региональной системе разломов. В.С. Шеймович [1976] также связывает линейные цепочки голоценовых шлаковых конусов Камчатки с разрывными нарушениями и внедрением даек. При том что многие региональные зоны шлаковых конусов продатированы [Брайцева, Мелекесцев и др., 1984; Дирксен, Мелекесцев, 1999; Пономарева, 1987], сведения о выявленном эффекте направленной миграции вулканической активности отсутствуют [Новейший и современный вулканизм..., 2005; Пономарева и др., 2008; Ponomareva et al., 2007]. При этом отмечается, что зоны шлаковых конусов группировались в активные периоды [Действующие вулканы..., 1991]. На сегодняшний день эффект направленной пространственно-временной миграции вулканической активности в пределах Тихоокеанского региона выявлен только методами математической статистики [Акманова, 2007, 2008; Викулин, 1992, 2003, 2009; Викулин и др., 2010; Осипова и др., 2009].

Корреляция между эпизодами усиления вулканической активности Срединного хребта и снятием ледниковой нагрузки не выявлена, что хорошо согласуется с данными об отсутствии этой же корреляции для извержений вулканов фронтальных зон Камчатки [Пономарева, 2010].

## **5.6. Долгосрочный прогноз вулканической опасности**

Выше было показано, что импульсы эндогенной активности, провоцирующие вулканизм в зоне Срединного хребта, не только отвечают

региональным эпизодам снятия эндогенных напряжений, но и имеют строгую периодичность проявления. Последняя пара импульсов (IX и X) зафиксирована в эруптивной истории хребта около 500 лет назад (см. рис. 5.17 и 5.18). Периодичность в проявлении пар импульсов (2,5 тыс. лет), вызывающих крупнообъемные извержения, позволяет предположить, что в ближайшие 2 тыс. лет в Срединном хребте ожидать крупных событий не приходится. Вулканическая активность, скорее всего, будет выражаться в слабых эксплозиях стратовулканов. Считая, что сильные извержения хребта происходят с запаздыванием в 500–1000 лет после извержений-гигантов фронтальной зоны, можно также предположить, что и во фронтальных частях полуострова в ближайшую тысячу лет не произойдет событий, соизмеримых по мощности с кальдерообразующими извержениями Курильского озера (КО) и вулкана Ксудач (КС<sub>1</sub>) или с извержениями, характеризующимися крупномасштабными разрушениями постройки вулкана (Шивелуч, Ш).

\* \* \*

Установлена хронологическая зависимость между проявлением парных импульсов эндогенной активности зоны Срединного хребта и этапами усиления эксплозивной активности вулканов Северной Пацифики, а также пространственно-временная корреляция импульсов с крупнейшими извержениями вулканов фронтальной зоны Камчатки. Обнаруженные связи позволяют рассматривать выявленные для голоцена Срединного хребта закономерности вулканической активизации (группирование и направленную миграцию) как неотъемлемые (и ранее неизвестные) характеристики вулканического процесса. При этом импульсы эндогенной активности — впервые выделенные для Камчатки — характеризуют особенности геодинамических напряжений регионального уровня. Полученные данные могут быть использованы для долгосрочного прогноза повторяемости катастрофических извержений как для тыловой, так и для фронтальной зон Камчатского региона.

## Глава 6

# Возможные причины проявления пространственно-временных закономерностей голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки

Как было показано выше, импульсы эндогенной активности, провоцирующие вулканизм в Срединном хребте, отвечают эпизодам снятия эндогенных напряжений регионального уровня, но имеют тенденцию к «запаздыванию». При этом крупнейшие извержения фронтальной зоны оказываются субсинхронными началам этапов усиления эксплозивной активности вулканов Северной Пацифики (см. рис. 5.18, *Б, В*). «Запаздывание» проявления импульсов в Срединном хребте может свидетельствовать в пользу того, что они приходят извне — со стороны Тихоокеанского огненного кольца. Наиболее очевидной причиной «запаздывания» Срединного хребта представляется его тыловое положение по отношению к активному Курило-Камчатскому желобу.

Еще раз следует подчеркнуть, что извержения вулканов фронтальной зоны, так же, как сейсмогенные обвалы, лишь маркируют места снятия эндогенных напряжений и датируют эти события, но ни в коем случае сами не являются источниками зарождения импульсов эндогенной активности. Расстояние между фронтальной и тыловой вулканическими зонами Камчатки составляет около 200 км. Зная время «запаздывания» (500–1000 лет), можно рассчитать скорость, с которой импульсы эндогенной активности, вызвавшие вспышку вулканизма во фронтальной зоне, «доберутся» до зоны Срединного хребта. Эта скорость составляет 0,2–0,4 км/год (200 км : 500 лет = 0,4 км/год или 200 км : 1000 лет = 0,2 км/год), что соответствует наиболее распространенным скоростям

направленной миграции вулканизма внутри групп и супергрупп Срединного хребта (см. табл. 5.3).

Как было показано (см. врезку на рис. 5.17), для отдельных пар импульсов характерна направленная миграция активности. Протяженность линий миграции (удаленность инициальных точек одной пары) варьирует от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Так, например, инициальные точки, формирующие пару импульсов V → VI, удалены друг от друга на 400 км. На всем своем пути она не маркируется в хребте ни извержениями, ни сейсмогенными обвалами. Более того, V импульс проявляется в северной части «восточного», а VI импульс — в южной части «западного» ареалов голоценового вулканизма. Повидимому, это свидетельствует о том, что зафиксированный в Срединном хребте эффект миграции импульсов есть отражение событий, проходивших в прикамчатской акватории Тихого океана — продольной (вдоль Курило-Камчатского желоба), направленной к югу (ЮЗ) миграции эндогенной активности. Реально же импульсы эндогенной активности могут «приходить» в Срединный хребет в результате поперечной миграции, ярким примером чего может служить раннеголоценовая супергруппа II импульса, представленная обвалами в районе Светлого Ключа, в кальдере Уксичан и в Кекук-найском массиве и имеющая северо-западное простирание (см. рис. 5.9). Весьма вероятно, что извержение кратера Кекук и его предполагаемый «предшественник» — кальдера Ка-



рымская (КРМ) (см. рис. 5.18, А, Б) расположены на том же пути миграции. Для самой мощной IV супергруппы, разделяющейся в южной части хребта на две ветви, «местом входа» в Срединный хребет импульса эндогенной активности, пришедшего со стороны Тихоокеанской плиты, можно уверенно считать обвалы оз. Кенужен. При этом фрагмент супергруппы Кенужен → Хангар характеризуется северо-западным простиранием. Существенным аргументом в пользу поперечной миграции импульсов является выявленная пространственно-временная корреляция извержений: на извержения-гиганты Южной Камчатки «отзываются» вулканы южной части хребта, а на извержения северных частей фронтальных зон — северной.

## 6.1. Направленная миграция очагов крупнейших землетрясений

Как было указано выше, продатированные в Срединном хребте обвалы проявляют тенденцию к пространственно-временному группированию, аналогичному таковому для вулканизма изученной территории (см. рис. 5.9 и 5.17); особенно ярко это проявляется для супергруппы IV импульса, зафиксированной в южной половине хребта. Это заставляет предполагать единую причину, которая вызывала как вулканическую, так и палеосейсмическую активизацию.

Землетрясения, так же как и извержения вулканов, есть одно из проявлений эндогенной активности Земли. Большинство крупных землетрясений приурочено к границам плит. Связь вулканизма и сейсмичности на первый взгляд кажется очевидной. Однако модели, в рамках которых устанавливалась бы прямая связь между этими проявлениями, пока еще не являются общепризнанными. Работа в этом направлении ведется активная, но преимущественно только на сравнении статистических массивов (например, [Викулин и др., 2009; Хаин, Халилов, 2008]). Тем не менее характеристики сейсмичности — в силу довольно большого статистического материала — позволяют составить представления о пространственно-временных закономерностях проявления эндогенной энергии в зонах сочленения плит.

Наиболее ярко такие закономерности проявляются при анализе «поведения» очагов сильнейших землетрясений.

Эффект направленной миграции очагов высокомагнитудных землетрясений впервые был выявлен вдоль Северо-Анатолийского разлома в Турции [Richter, 1958]. Суть этого явления заключается в том, что в пределах одной тектонической структуры очаги крупных землетрясений фиксируются в виде последовательной пространственно-временной «цепочки».

За последовавшие годы накоплен большой материал наблюдений этого явления по всему миру и, в том числе на территории нашей страны [Барабанов и др., 1988; Быков, 2000 а-г, 2005; Викулин, 1990, 1992, 2003, 2008; Копничев и др., 2002; Лобковский и др., 2004; Маламуд, Кулагин, 1982; Маламуд, Николаевский, 1983, 1984, 1985 а,б; Нерсесов и др., 1990; Николаевский, 1995, 2001; Николаевский, Рамазанов, 1986; Никонов, 1975, 1989; Ружич и др., 1999; Уломов, 2004; Уломов и др., 2006; Хаин, Халилов, 2008; Hill et al., 1995; Kasahara, 1979; Lehner et al., 1981; Mogi, 1968; и др.]. Установлено, что направленная пространственно-временная миграция характерна не для всех, а только для особо крупных сейсмических событий, которые отражают региональные и мегарегиональные напряжения в земной коре, между тем как слабые и умеренные толчки контролируются силами локального масштаба.

В работе А.А. Никонова [1989] показано, что на Кавказе сильные землетрясения пространственно тяготеют, имеют соответствующую вытянутость изосейст и генетически связаны с разломами как общекавказского, так и антикавказского простирания, концентрируясь в узлах пересечения разломов. Очаги сильнейших землетрясений имеют глубины до 60–100 км, т.е. сейсмические процессы могут затрагивать и верхнюю мантию.

При анализе характеристик и распространения крупнейших землетрясений Кавказского региона XVII–XX вв. выяснилось [Никонов, 1989]:

— каждое последующее землетрясение с  $M \geq 6,1$  возникало по оси изосейст предшествующего события, и каждый раз очаг распространялся до крупной пересекающей структуры (глубинного разлома), которая и оказывалась генератором следующего землетрясения и главным проводником (волноводом) его колебаний,

чем и обуславливалась вытянутость изосейст высших баллов;

— каждый цикл миграции начинается с максимально высокоамплитудного события и при последующих землетрясениях уровень магнитуд последовательно снижается;

— более «высокоамплитудный» цикл имеет бо́льшую продолжительность жизни, чем «низкоамплитудный»;

— проработанные сильнейшими землетрясениями участки крупных структур в следующем цикле обычно возбуждаются слабее (порождают не столь сильные сейсмические события) или на других глубинах;

— в разных циклах в качестве участков активного взаимодействия структур «работают» обычно одни и те же узлы пересечения разломов.

В Камчатском регионе также выявлен эффект миграции очагов крупнейших землетрясений. В работах А.В. Викулина [1992, 2003] приводятся данные о миграции очагов землетрясений вдоль желоба Нанкай (Япония) в 684–1946 гг., а также вдоль Курило-Камчатского желоба в XVIII–XX вв. Скорость миграции (встречная миграция 1-го типа) очагов крупных землетрясений ( $M \geq 7,6$ ) вдоль обоих желобов оценивается в  $4 \pm 1$  км/год. При этом миграция фиксируется в обоих направлениях — как с юго-запада на северо-восток, так и с северо-востока на юго-запад.

Кроме продольной миграции, для некоторых блоков Курило-Камчатской области А.В. Викулин [1992] выделяет поперечную миграцию вкост сейсмофокальной зоны, т.е. с юго-востока на северо-запад. Скорость поперечной миграции оценивается им в  $0,3-0,4$  км/год.

На основе крупных обобщающих публикаций [Быков, 2005; Викулин, 2003, 2009; Хаин, Халилов, 2008] можно заключить, что основная причина миграции очагов сильных землетрясений, по мнению некоторых исследователей, заключается в последовательном перераспределении напряжений в различных сегментах разлома, вызывающих цепочку землетрясений. Каждая сейсмическая подвижка по разлому приводит к повышению напряжений в других сегментах разломной зоны и создает тем самым условия для возникновения очередного сильного землетрясения.

Другие исследователи полагают, что главный механизм направленной миграции обусловлен распространением фронта деформирования, вызывающего некую дополнительную тектони-

ческую нагрузку и, как следствие, последовательное возникновение сильных землетрясений на участках разломов с высокой концентрацией упругих напряжений.

Наиболее общее понимание процесса заключается в том, что в недрах Земли порождается возмущение, которое имеет волновую природу и, двигаясь от точки к точке, воздействует на геологическую среду, геофизические поля и процессы.

Некоторые исследователи рассматривают крупные тектонические разломы в качестве своеобразных волноводов, в пределах которых происходит распространение тектонических волн на значительные расстояния (например, [Быков, 2000б; Николаевский, 2001; Kasahara, 1979; Rice, Gu Ji-Cheng, 1983]). При этом скорость распространения волны вдоль разлома во много раз превышает таковую при поперечном движении [Николаевский, Рамазанов, 1986].

В модели В.И. Уломова [1987, 1993] учтено блоковое строение земной коры и литосферы, а также приуроченность очагов землетрясений к мобильным межблочным швам — разломам. В результате перераспределения упругой энергии в блоках земной коры и литосферы в ходе криповых (медленных) и сейсмических (быстрых) перемещений различного масштаба возникают структурно-устойчивые уединенные деформационные волны («геоны») солитонной природы.

## **6.2. Миграция очагов высокомагнитудных землетрясений и голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: сходство пространственно-временных закономерностей проявления**

На основании вышеизложенного становится очевидным ярко выраженное сходство закономерностей, выделенных для направленной миграции очагов высокомагнитудных землетрясений и пространственно-временных закономерностей проявления вулканической активности в Срединном хребте Камчатки в голоцене (табл. 6.1).

**Таблица 6.1.** Черты сходства пространственно-временных закономерностей, выявленных для миграции очагов высокомагнитудных землетрясений и голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки

Номер п/п	Высокомагнитудные землетрясения	Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки
1	Направленная миграция очагов землетрясений $M \geq 7,6$ (Камчатка и Курильские острова)	Направленная миграция крупнейших извержений внутри групп и супергрупп. Зафиксированная палеосейсмическая активность (обвалы), непосредственно предвещающая извержение; либо обвалы «замещают» извержение, продолжая пространственно-временной тренд супергруппы
2	Скорость продольной (вдоль сейсмофокальной зоны) миграции $4 \pm 1$ км/год; скорость поперечной (вкrest сейсмофокальной зоны) миграции 0,3–0,4 км/год для землетрясений с $M \geq 7,6$	Скорость направленной миграции внутри групп и супергрупп Срединного хребта 0,2–0,4 км/год при максимальном разбросе значений 0,04–0,4 км/год. Скорость направленной миграции для отдельных пар импульсов 0,4–0,6 км/год при максимальном разбросе значений 0,2–2,0 км/год
3	Каждое последующее землетрясение возникает по оси изосейст предшествующего события, очаг распространяется до крупной пересекающей структуры, которая оказывается генератором следующего землетрясения	Линейная вытянутость групп и супергрупп. Голоценовый вулканизм проявляется в уединенных долгоживущих вулканических массивах
4	Каждый цикл миграции начинается с максимально высокомагнитудного события и при последующих землетрясениях уровень магнитуд последовательно снижается.	Последовательное уменьшение мощности событий внутри супергруппы: 1) ХГ → (ЮЧ + СЧ + ИЧ) → обвал в Кекукнайском массиве; 2) СК → обвал в массиве Чашаконджа; 3) Ныль → Икс → Тоб
5	Более «высокомагнитудный» цикл имеет большую продолжительность жизни, чем «низкомагнитудный»	Супергруппа IV импульса характеризуется самыми мощными извержениями (ХГ, ЮЧ + СЧ + ИЧ) и наибольшим количеством обвалов в шести вулканических массивах как в «восточном», так и в «западном» ареалах, прослеживается на расстоянии более 300 км и проявлялась в течение 1000 лет. Супергруппа V импульса Ныль → Икс → Тоб зафиксирована в двух массивах (35 км) и проявлялась в течение 1000 лет. Группы умеренных по силе извержений: ТП → В → ТТ (28 км и 100 лет) и ЛБ → Кир (7 км и менее 20 лет) проявлены каждая в одном массиве
6	Проработанные сильнейшими землетрясениями участки крупных структур в следующем цикле обычно возбуждаются слабее или на других глубинах	Супергруппа IV импульса в Кекукнайском массиве зафиксирована только землетрясением (обвал). За 700 лет до этого здесь уже произошло сильное извержение (кратер Кекук) и гипотетический очаг, по-видимому, был не готов к извержению
7	В разных циклах в качестве участков активного взаимодействия структур «работают» обычно одни и те же узлы пересечения разломов	Приуроченность вулканизма и палеосейсмической активности к уединенным долгоживущим вулканическим центрам. Неоднократная активизация вулканизма и сейсмичности в отдельных вулканических массивах (Ичинском, Седанкинском, Кекукнайском, вблизи Светлого Ключа)

*Примечание.* Данные об особенностях миграции очагов высокомагнитудных землетрясений приводятся по [Викулин, 1992, 2003; Никонов, 1989].

Если считать вулканизм и сейсмичку разными проявлениями процесса снятия эндогенного напряжения, то показанное сходство пространственно-временных закономерностей

этих явлений позволяет предполагать единый механизм их инициации. Любое землетрясение — это в большей или меньшей степени нарушение сплошности среды. Если допустить,

что высокомагнитудное землетрясение может привести к значительным разрывным нарушениям и таким образом способствовать появлению в ослабленной зоне локального участка с режимом декомпрессии, то вслед за этим может активизироваться механизм гидромагматического расклинивания, а также весьма вероятны фазовые переходы и (или) изменение флюидного режима. В результате возможна активизация очагов, вызванная инъекцией базальтовой магмы из астеносферного слоя. Таким образом, можно предполагать, что сейсмическая активность выступает в роле триггера вулканической активизации в тех районах, где имеется магматическое вещество и проницаемая кора (ослабленные зоны пересечения разломов).

Наиболее очевидным объяснением линейно ориентированных ареалов голоценового вулканизма (см. рис. 5.1) представляется наличие в Срединном хребте разломных зон северо-восточного и север-северо-восточного простирания. Существование долгоживущих вулканических массивов можно объяснить их положением в ослабленных зонах, возможно, на пересечении разломных структур. Данные предположения довольно близко согласуются с представлениями о блоковом строении Камчатки [Шанцер, Краевая, 1980] (см. рис. 5.4), а также наличием крупных разрывных нарушений, вблизи которых располагаются голоценовые вулканические центры Срединного хребта (см. рис. 5.3).

Таким образом, установлено ярко выраженное сходство закономерностей, выделенных для направленной миграции очагов высокомагнитудных землетрясений и пространственно-временных закономерностей проявления вулканической активности в Срединном хребте Камчатки. Если считать вулканизм и сейсмику разными проявлениями процесса снятия эндогенного напряжения, то выявленное сходство этих явлений позволяет предполагать единый механизм их инициации. Тогда особенности голоценовой пространственно-временной активизации вулканизма и сейсмики в зоне Срединного хребта можно объяснить, если допустить наличие продольных и поперечных разломных зон, а также волновой характер передачи эндогенных напряжений, связанных с активностью Тихоокеанской плиты.

\* \* \*

Впервые геологическими и изотопно-геохронологическими методами в пределах Срединно-

го хребта Камчатки выявлены и датированы многочисленные вулканические центры, проявлявшие активность в голоценовое время. Они расположены в пределах миоцен-четвертичной вулканической зоны хребта между  $54^{\circ}45'$  и  $58^{\circ}15'$  с.ш. от вулкана Хангар на юге до конуса Тобельцен на севере. Молодой вулканизм локализован в пределах уединенных вулканических массивов плиоцен-четвертичного возраста и образует два ареала — «восточный» и «западный» — которые, по-видимому, приурочены к глубинным разломным зонам северо-восточного и север-северо-восточного простирания.

Голоценовая вулканическая активность характеризуется определенными пространственно-временными закономерностями проявления. Это выражается в группировании событий, которое сопровождается направленной миграцией вулканизма. Активизация во всех случаях начинается с южного центра группы или супергруппы и далее распространяется в северном направлении. Начало образования групп и супергрупп, в том числе выделяемых по сейсмогенным обвалам, маркируют десять импульсов эндогенной активности. Хронологически импульсы образуют пять пар, проявляющихся с периодичностью в 2,5 тыс. лет. Каждая из пяти пар импульсов также характеризуется миграцией активности, но уже направленной к югу.

Обнаруженная хронологическая зависимость между проявлением парных импульсов эндогенной активности зоны Срединного хребта и этапами усиления эксплозивной активности вулканов Северной Пацифики позволяет рассматривать выявленные импульсы эндогенной активности как характеристику особенностей геодинамических напряжений регионального уровня, а установленные для голоцена Срединного хребта закономерности вулканической активизации (группирование и направленную миграцию) — как неотъемлемые (и ранее неизвестные) характеристики вулканического процесса.

Наличие пространственно-временной корреляции импульсов эндогенной активности Срединного хребта с крупнейшими извержениями вулканов фронтальной зоны Камчатки позволяет использовать полученные данные для долгосрочного прогноза повторяемости катастрофических извержений, не только для тыловой, но и для фронтальной зоны Камчатского региона.

Данные о подобных закономерностях проявления вулканической активности во фронтальной части Камчатки, а также в других островодужных системах отсутствуют. На сегодняшний день — с позиций классической вулканологии — не существует удовлетворительного объяснения выявленным геохронологическим особенностям голоценового вулканизма и периодам повышенной сейсмической активности Срединного хреб-

та Камчатки. Наиболее близкие пространственно-временные закономерности описаны для миграции очагов высокомагнитудных землетрясений. И если рассматривать вулканизм и сейсмику как разные виды снятия эндогенного напряжения, то, возможно, гипотеза, объясняющая направленную миграцию очагов крупнейших землетрясений, окажется применимой и к молодому вулканизму Срединного хребта Камчатки.

## Заключение

С 1997 г. автором проводились комплексные геохронологические работы в Срединном хребте и сопредельных районах Камчатки. Исследования были направлены на изучение голоценового вулканизма и имели пионерный характер.

В результате этих работ было доказано наличие голоценовой вулканической активности в Срединном хребте, который ранее считался зоной потухшего вулканизма. Были изучены отдельные эруптивные центры и связанные с ними отложения, определены возраст и продуктивность крупнейших извержений. Таким образом, «белые пятна», какими до недавнего времени представлялись Срединный хребет и территория северо-восточной Камчатки, оказались заполнены. В результате значительно расширены границы молодой вулканической активности Камчатки, а голоценовая летопись эруптивных событий существенно дополнена. Можно утверждать, что на сегодняшний день все вулканические зоны полуострова имеют сходную степень изученности, и проблема пространственной приуроченности голоценового вулканизма Камчатки в целом решена.

Впервые примененный автором пространственно-временной анализ позволил не только реконструировать хронологию эруптивной активности зоны Срединного хребта, но также выявить ранее неизвестные закономерности вулканической активности и характеристики геодинамических напряжений всего региона. При этом детальность геохронологических исследований (анализ вулканической активности) в Срединном хребте теперь уже существенно превышает таковую для ранее изученных зон полуострова: Южной Камчатки, Восточного вулканического фронта и Центральной Камчатской депрессии. Примененная автором методика позволила достичь весьма значимых результатов и может быть рекомендована при прове-

дении геохронологического анализа в других вулканических зонах не только Камчатки, но и мира.

Впервые — для голоцена Камчатки — геологическими методами выявлены направленная миграция вулканизма и периодические импульсы эндогенной активности. Весьма существенно, что для островодужных комплексов Тихоокеанского региона направленная миграция вулканизма установлена методами математической статистики (например, [Викулин и др., 2010]). В ряде работ отмечается, что вулканическая активность отдельных центров может «перемещаться» в одном направлении с определенной скоростью [Леонов, 1991; Berg, Sutton, 1974; Gusev, 2008; Sauer, 1986; Tanaka et al., 1986; и др.]. Такие явления описываются в пределах отдельных островных дуг и рифтовых систем. При этом скорость миграции вулканической активности фиксируется в диапазоне от первых сантиметров до 900 км/год ([Акманова, 2008] — сводка по данным разных авторов), а для северо-западной окраины Тихого океана — в 100 км/год [Викулин, 2003].

Таким образом, выявленный эффект направленной миграции вулканизма в Срединном хребте Камчатки не является уникальной особенностью изученного района, но позволяет считать направленную миграцию одной из важнейших характеристик вулканической активности. В этой связи важно подчеркнуть, что *все* крупнейшие извержения Срединного хребта в том или ином качестве группируются, а направленная миграция как раз фиксируется в отдельных группах и супергруппах. По сравнению с вышеприведенными данными [Викулин, 2003], установленные для Срединного хребта скорости направленной миграции (0,04–0,4 км/год) можно оценить как «медленные». По-видимому, их выявление стало возможным в результате детального геохронологического исследования,

выполненного на базе высокоточного определения возраста извержений.

Доказано, что зарождение отдельных групп и супергрупп обусловлено импульсами эндогенной активности. Пять пар импульсов фиксируются в зоне Срединного хребта с периодичностью в 2,5 тыс. лет, при этом для каждой единичной пары зафиксирована миграция активности, ориентированная к югу.

Пары импульсов проявляются в Срединном хребте спустя 500–1000 лет после начала этапов усиления эксплозивной активности вулканов Северной Пацифики. При этом извержения-гиганты фронтальной зоны Камчатки такого «запаздывания» не имеют. Кроме того, установлено, что южная и северная части хребта «отзываются» на крупнейшие извержения, происходившие соответственно в южных и северных секторах фронтальных зон Камчатки. Наиболее очевидным объяснением такой ситуации представляется тыловое положение Срединного хребта по отношению к Курило-Камчатскому желобу. Вышеприведенные данные позволяют предполагать, что импульсы эндогенной активности приходят в Срединный хребет извне, скорее всего со стороны Тихоокеанской плиты, и характеризуют особенности геодинамических напряжений всего Камчатского региона. Расстояние между хребтом и вулканами фронтальной зоны приблизительно 200 км. Учитывая время «запаздывания» (500–1000 лет), можно посчитать скорость их перемещения. Она составляет 0,2–0,4 км/год, что соответствует наиболее распространенным скоростям направленной миграции вулканизма внутри групп и супергрупп Срединного хребта. Периодические импульсы эндогенной активности — в силу своего регионального значения — могут быть использованы для прогноза повторяемости катастрофических извержений как для тыловой, так и для фронтальной вулканических зон Камчатки.

Впервые полученная для зоны Срединного хребта характеристика пространственно-временного проявления голоценовой эруптивной активности по-прежнему не дает однозначного ответа на вопрос о причинах проявления молодого вулканизма в этом районе. Однако данные об асинхронной активизации вулканизма фронтальной и тыловой зон Камчатки свидетельствуют о том, что Срединный хребет представляет собой самостоятельный вулканический пояс. Косвенным подтверждением этого является вы-

деление периодических парных импульсов эндогенной активности, что было бы невозможно, если бы анализировался материал только по части единой вулканической структуры.

На сегодняшний день не существует удовлетворительного объяснения выявленным геохронологическим особенностям голоценового вулканизма и периодам повышенной сейсмической активности Срединного хребта Камчатки. Наиболее близкие пространственно-временные закономерности описаны для миграции очагов высокомагнитудных землетрясений [Быков, 2005; Викулин, 1992, 2003; Никонов, 1975, 1989; Уломов, 2004; Kasahara, 1979; Mogi, 1968; и др.]. И если рассматривать вулканизм и сейсмику как разные виды снятия эндогенного напряжения, то, возможно, гипотеза, объясняющая направленную миграцию крупнейших землетрясений, окажется применимой и к молодому вулканизму Срединного хребта Камчатки.

Принципиальное сходство вещественного состава вулканических пород голоценового и плейстоценового возраста [Volynets et al., 2010] позволяет предполагать, что все четвертичные вулканы хребта образовывались в сходной геодинамической обстановке. В этом случае пространственно-временные закономерности вулканической активизации, выявленные для голоцена, скорее всего, должны характеризовать и весь четвертичный этап истории вулканизма Срединного хребта Камчатки.

По мнению автора, продолжение геохронологических исследований голоцена Камчатки представляется весьма перспективным. Ни для одного другого района мира нет такого обширного массива радиоуглеродных дат (более 3000), созданного с целью датирования вулканических и палеосейсмических событий голоценового времени. Отработанная автором методика пространственно-временного анализа может быть использована для выявления закономерных проявлений вулканизма и сейсмики во фронтальных вулканических зонах полуострова. Прежде всего, это касается крупнейших извержений (например, кальдер), извержений моногенного типа, а также обвалов. Поскольку Камчатка является частью Курило-Камчатской островной дуги, то искомые *пространственно-временные* закономерности, а также импульсы эндогенной активности можно будет выявить только при анализе всей вулканической зоны в целом (Камчатка + Курильские острова + Северный Хоккайдо).

## Литература

- Авдейко Г.П., Палуева А.А.* Геодинамика Камчатской зоны субдукции: вулканизм, сейсмоопасность, цунамиопасность // Вулканизм и геодинамика: В 2 т.: IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Петропавловск-Камчатский, 22–27 сент. 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 567–570.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 249–267.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Акманова Д.Р.* Пространственно-временные закономерности распределения вулканической активности окраины Тихого океана // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 263–272.
- Акманова Д.Р.* Особенности вулканической активности окраин Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: В 2 т.: Тр. регион. науч.-технич. конф. г. Петропавловск-Камчатский, 11–17 нояб. 2007 г. Петропавловск-Камчатский: Геофиз. служба РАН, Камч. фил., 2008. Т. 2. С. 151–155.
- Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. М.: Изд-во ЛГУ, 1978. 300 с.
- Бабанский А.Д., Певзнер М.М.* Ичинский вулканический массив (Срединный хребет, Камчатка) в позднем плейстоцене — голоцене: хронология извержений и особенности магматизма // Вулканизм и геодинамика: II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Екатеринбург, 8–12 сент. 2003 г. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 757–761.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю., Сулержицкий Л.Д.* Катастрофические плинианские извержения начальной фазы формирования молодого конуса вулкана Авачинский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 20–40.
- Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар — еще один действующий вулкан на Камчатке // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 800–802.
- Балеста С.Т.* Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки // Действующие вулканы Камчатки: В 2 т. / Ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 36–45.
- Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Базанова Л.И., Пузанков М.Ю.* Геологическое строение и эволюция вулканизма Хангарской вулканотектонической структуры // Вулканизм, структуры и рудообразование: Тез. VII Всесоюз. вулканич. совещ. Иркутск, 1992. С. 42–43.
- Барabanов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Милькис М.Р.* Проявления деформационных волн в гидрогеологическом и сейсмическом режимах зоны Передового Копетдагского разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 5. С. 21–31.
- Белоусов А.Б.* Закономерности распространения и механизм извержений мааров полуострова Камчатка // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 4. С. 492–495.
- Борисов О.Г., Борисова В.Н.* Экструзивные купола // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 129–131.
- Брайцева О.А., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250–3700 <sup>14</sup>C лет назад) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 3–24.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюл. вул-



- канологических станций АН СССР. 1978а. № 54. С. 41–53.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селягин О.Б., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюл. вулканологических станций АН СССР. 1978б. № 55. С. 41–54.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А.* Вулкан Малый Семячик // Вулканический центр: Строение, динамика, вещество (Крымская структура). М.: Наука, 1980. С. 199–235.
- Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д.* Маркирующие прослои голоценовой тefры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 80–96.
- Брайцева О.А., Литасова С.Н., Пономаренко А.К.* Применение тефрохронологических методов для датирования опорной стоянки на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 18–25.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В.* Тефрохронологический метод // Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1987. С. 227–234.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П.* Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 3–32.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д.* Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 235–252.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю.* Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800<sup>14</sup>С лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30–50.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений Центральной камчатской депрессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 121–130.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н.* Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка. 1975–1976 гг. / Ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. С. 177–222.
- Брайцева О.А., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В.* Датирование побочных прорывов Ключевского вулкана (Камчатка) с помощью тефрохронологии // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями в вулканических дугах // IV междунар. совещ. по Курило-Камчатской-Алеутской вулканическим дугам. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 52–53.
- Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н., Гребзды Э.И.* Радиоуглеродные даты отложений почвенно-пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 110–116.
- Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В.* Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 516–518.
- Быков В.Г.* Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеан. геология. 2000а. Т. 19, № 1. С. 104–108.
- Быков В.Г.* Модель инициирования сейсмической подвижки в неоднородном разломе земной коры // Тихоокеан. геология. 2000б. Т. 19, № 5. С. 105–110.
- Быков В.Г.* Уединенные волны в разломе земной коры // Вулканология и сейсмология. 2000в. № 6. С. 49–54.
- Быков В.Г.* Эволюция волн разрушения в неоднородном разломе земной коры // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 1. С. 102–104.
- Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
- Вагнер Г.А.* Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
- Важеевская А.А., Огородов Н.В.* Ареальный вулканизм Срединного хребта Камчатки // Бюл. вулканологических станций АН СССР. 1964. № 36. С. 73–83.
- Викулин А.В.* Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл. АН СССР, 1990. Т. 310, № 4. С. 821–824.
- Викулин А.В.* Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 46–60.
- Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН; Красноярск: Изд-во КГПУ, 2003. 150 с.

- Викулин А.В.* Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2008. 230 с.
- Викулин А.В.* Физика Земли и геодинамика: Учеб. пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. С. 320–352.
- Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А.* Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5–11.
- Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Гусяков В.К., Акманова Д.Р., Осипова Н.А.* Комплексная (катастрофические вулканические + сильнейшие сейсмические события) электронная база данных как основа для моделирования геодинамической парадигмы (на примере Пацифики) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. II науч.-технич. конф. г. Петропавловск-Камчатский, 11–17 окт. 2009 г. Петропавловск-Камчатский: Геофиз. служба РАН, Камч. фил., 2010. С. 13.
- Вольнец А.О.* Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: Состав пород и геодинамическая интерпретация: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2006. 195 с.
- Вольнец А.О., Певзнер М.М.* Состав вулканических пород северной части Срединного хребта Камчатки (результаты рентгенофлюоресцентного анализа) // Вулканизм и геодинамика: В 2 т.: IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Петропавловск-Камчатский, 22–27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 302–304.
- Вольнец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г.* Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 2, вып. 6. С. 21–33.
- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая специализация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1993. 67 с.
- Вольнец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В., Зубин М.И.* Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки: В 2 т. / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 282–294.
- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 206–221.
- Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. Л.: ВСЕГЕИ, 2005.
- Гусев А.А., Пономарева В.В., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Автомодельное (фрактальное) группирование во временной структуре летописи голоценовых эксплозивных извержений Камчатки // Вулканизм и геодинамика: II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Екатеринбург, 8–12 сент. 2003 г. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 862–866.
- Действующие вулканы Камчатки: В 2 т. / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. Т. 1: 302 с.; Т. 2: 415 с.
- Дергачев В.А., Векслер В.С.* Применение радиоуглеродного метода для изучения природной среды прошлого. Л.: ФТИ им. А.Ф. Иоффе АН СССР, 1991. 257 с.
- Дирксен О.В.* Позднечетвертичный ареальный вулканизм Камчатки (структурная приуроченность, геолого-геоморфологический эффект, пространственно-временные закономерности проявления): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб, 2009. 18 с.
- Дирксен О.В., Базанова Л.И., Портнягин М.В.,* Хронология вулканической активности северной части Срединного хребта Камчатки (Седанкинский Дол) в голоцене // Вулканизм и геодинамика: II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Екатеринбург, 8–12 сент. 2003 г. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 871–874.
- Дирксен О.В., Мелекесцев И.В.* Хронология, динамика формирования и морфология эруптивных центров голоценового этапа ареального вулканизма бассейна р. Авачи (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 3–19.
- Дирксен О.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д.* Кра-тер Чаша (Южная Камчатка) — уникальный пример массового выброса кислой пирокластики в поле базальтового ареального вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 3–10.
- Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки / Ред. Г.С. Горшков. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 152 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 10.)
- Зарецкая Н.Е.* Радиоуглеродная и календарная хронология многослойных торфяниковых поселений Волго-Окского междуречья // Каменный век лесной зоны Восточной Европы и Зауралья / Ред. М.Г. Жилин. М.: Академия, 2005. С. 113–129.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Кириянов В.Ю.* Гравитационная эоловая дифференциация пеплов вулкана Шивелуч (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 6. С. 30–39.
- Кириянов В.Ю., Соловьева Н.А.* Изменение вещественного состава пеплов в результате гравитационной эоловой дифференциации // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 10–19.

- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга — континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
- Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: Структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549.)
- Копничев Ю.Ф., Баскутас И., Соколова И.Н. Пары сильных землетрясений и геодинамические процессы в районе Центральной и Южной Азии // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 49–58.
- Крашенинников С.П. Описание Земли Камчатки. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1949. 847 с.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИО им. П.П. Шершова АН СССР, 1977. С. 137–169.
- Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28–40.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
- Маламуд А.С., Кулагин В.К. Прогноз мест возникновения сильных землетрясений в крупных сейсмогенных зонах Таджикистана // Физика Земли. 1982. № 3. С. 28–33.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктируемых литосферных плитах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1075–1078.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Количественная оценка тектонического цикла по мантийным землетрясениям Гиндукуша // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1984. № 1 (91). С. 60–64.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Активизация мантийного разлома под Гиндукушем в 1983–1985 гг. // Докл. АН СССР. 1985а. Т. 282, № 6. С. 324–328.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Цикличность сейсмотектонических событий на краях Индийской литосферной плиты // Докл. АН СССР. 1985б. Т. 282, № 6. С. 1333–1338.
- Маренина Т.Ю. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 3–69. (Тр. Лаб. вулканологии; Вып. 17.)
- Маренина Т.Ю. Ичинский вулкан в Срединном хребте Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 3–66. (Тр. Лаб. вулканологии; Вып. 22.)
- Мелекесцев И.В. Дешифрировочные признаки четвертичных вулканических образований Камчатки // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука. 1969. С. 82–88.
- Мелекесцев И.В. Сильные вулканические пеплопады в районе г. Петропавловска-Камчатского // Вопросы географии Камчатки: посвящается 250-летию Петропавловска-Камчатского / Камчат. отдел Геогр. о-ва СССР при АН СССР / Отв. ред. В.Н. Виноградов. Петропавловск-Камчатский: Дальиздат, Камч. отд-ние, 1990. Вып. 10. С. 101–107.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений — голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3–24.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза, типа и параметров будущих извержений). Ч. 2: 1926–1991 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–23.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Краевая Т.С., Сулержицкий Л.Д., Егорова И.А., Лупкина Е.Г. Применение комплексной методики для определения возраста четвертичных вулканических образований (на примере Камчатки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 10. С. 149–153.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по тефрохронологическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 3–18.
- 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: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 191–203.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Пинегина Т.К., Дирксен О.В. 0–650 гг. — этап сильнейшего природного катастрофизма нашей эры на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 3–23.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 28–53.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. «Век» вулканических катастроф в раннем голоцене Курило-Камчатской области //

- Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 146–152.
- Мелекесцев И.В., Крагвая Т.С., Брайцева О.А.* Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологии на Камчатке // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 61–71.
- Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д.* «Доисторические» цунами и сильные землетрясения на полуострове Камчатском (Камчатка) по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.
- Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Вольнец О.Н.* Вулкан Кизимен (Камчатка) — будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 3–32.
- Нересов И.Л., Лук А.А., Журавлев В.И., Галаганов О.Н.* О распространении деформационных волн в земной коре юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 5. С. 102–112.
- Николаевский В.Н.* Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 3. С. 403–405.
- Николаевский В.Н.* Разломы земной коры и тектонические волны // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН». 2001. № 1(16). 17 с.
- Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К.* Генерация и распространение тектонических волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.
- Никонов А.А.* Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 355, № 3. С. 389–393.
- Никонов А.А.* Сильнейшие землетрясения Восточного Кавказа с точки зрения геодинамики // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 148–156.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Огородов Н.В.* Некоторые замечания об Ичинском вулкане // Бюл. вулканологических станций АН СССР. 1960. № 30. С. 24–29.
- Огородов Н.В.* Вулканический конус Южный Черпук. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 45–49. (Тр. Лаб. вулканологии; Вып. 21.)
- Осипова Н.А., Викулин А.В., Акманова Д.Р.* Миграция сейсмической и вулканической активности как индикатор геодинамических движений // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: Тектонофизические концепции следствия: В 2 т.: Материалы Всерос. совещ. 18–21 авг. 2009 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 48–50.
- Патока М.Г., Успенский В.С., Чигаев В.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной и Северной частей листа N 57-II // Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной Ичинской партией в 1974–1975 гг. Петропавловск-Камчатский, 1976. Ф-3887. Т. 1. 328 с.
- Певзнер М.М.* Тефростратиграфические реперы в голоценовых разрезах южной части Срединного хребта Камчатки и некоторые особенности радиоуглеродного датирования торфяников // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 1–15.
- Певзнер М.М.* Новые данные о пространственно-временном распространении голоценового монокенного вулканизма Северной Камчатки // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями в вулканических дугах: IV междунар. совещ. по Курило-Камчатской–Алеутской вулканическим дугам. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004а. С. 72–76.
- Певзнер М.М.* Первые геологические данные о хронологии голоценовой эруптивной активности вулкана Ичинского (Срединный хребет, Камчатка) // Докл. РАН. 2004б. Т. 395, № 4. С. 507–510.
- Певзнер М.М.* Северная граница голоценового вулканизма Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2010. № 1, вып. 15. С. 231–258.
- Певзнер М.М., Бабанский А.Д.* Возраст вулкана Молодой Шивелуч и эволюция состава его пород // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: XI Всерос. петрограф. совещ. с участием зарубежных ученых, г. Екатеринбург, 24–28 авг. 2010 г. Екатеринбург: ИГиГ им. академика А.Н. Заварницкого УрО РАН: УГГУ, 2010. С. 115–116.
- Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Толстых М.Л., Кононова Н.Н.* Перестройка магматической системы вулканического массива Шивелуч как следствие крупномасштабных обрушений его постройки в позднем плейстоцене — раннем голоцене // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 3. С. 318–321.
- Певзнер М.М., Вольнец А.О.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный): Материалы I междунар. симпоз. 25–30 марта 2006 г. / Ред. Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 127–134.
- Певзнер М.М., Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Мелкий В.А.* Южный Черпук и Северный Черпук — крупнейшие голоценовые монокенные вулканические формы Срединного хребта Камчатки (Россия) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 22–32.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д.* Пик эруптивной активности в тыловой зоне Камчатской вулканической дуги 6500–6900 <sup>14</sup>С л.н. // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков: В 2 т.: Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ,

- г. Иркутск, 1–4 окт. 2002 г. / Ред. Ф.А. Летников. М.: РФФИ; Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. Т. 1. С. 79–81.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В.* Черный Яр — реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3–18.
- 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.
- Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геологическая эволюция, петрография, минералогия) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 12–30.
- Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 22–36.
- Перепелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Срединно-Камчатская зона (плиоцен–голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 т. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. С. 382–398.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 309 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 11.)
- Пинегина Т.Л., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сторчеус А.В., Гусяков В.К.* Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива, Камчатка, Россия (предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 2. С. 66–75.
- Плечов П.Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2008. 45 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22–37.
- Пономарева В.В.* Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 28–44.
- Пономарева В.В.* Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2010. 50 с.
- Пономарева В.В., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Пульсации активности вулканического пояса Камчатки в голоцене как отражение геодинамических событий // Современный вулканизм Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг: Вопросы вулканоопасности, цунамиопасности, магмообразования, землетрясений и геодинамики. Сравнительный анализ: Тез. докл. Междунар. конф. по вопросам сейсмологии, вулканологии и процессам субдукции Камчатско-Алеутского региона. г. Петропавловск-Камчатский, 1–9 июля 1998 г. / Ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 1998. С. 28.
- Пономарева В.В., Мелекесцев И.В., Базанова Л.И., Биндеман И.Н., Леонов В.Л., Сулержицкий Л.Д.* Вулканические катастрофы на Камчатке в среднем плейстоцене — голоцене // Экстремальные природные явления и катастрофы: В 2 т. Т. 1: Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений / Ред. А.О. Глико. Сост. А.Л. Собисевич. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 219–238.
- Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д.* Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение окружающей среды и климата: Природные и связанные с ними техногенные катастрофы: В 8 т. Т. 2: Новейший вулканизм Северной Евразии: Закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ, 2008. С. 19–40.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
- Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П.* Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 360–372.
- Савоскул О.С.* Применение лихенометрии и тефрохронологии для датирования голоценовых ледниковых отложений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 45–55.
- Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кислинг Э.* Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 678–683.
- Святловский А.Е.* Атлас вулканов СССР. М.: Наука, 1959. 174 с.
- Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
- Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.
- Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В.* Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 1998. № 4. С. 10–19.

- Уломов В.И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб. геол. журн. 1987. № 6. С. 20–25.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.
- Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмогеодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. 2004. № 9. С. 14–30.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линейментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. 2006. № 7. С. 17–33.
- Федотов С.А., Мархинин Е.К., Слезин Ю.Б., Цюрупа А.И. Южный прорыв // Большое Трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 84–142.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Вугас: SWB, 2008. 304 с.
- Харкевич Д.С. Изверженные породы Срединного Камчатского хребта (район р. Кирганик — р. Облуковина). М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 47–64. (Тр. Камчатской комплексной экспедиции 1936–1937 гг.; Вып. 1.)
- Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Вольнец А.О., Вернер Г., Лейер П. Геодинамические условия формирования Срединного хребта Камчатки // Вулканизм и геодинамика: В 2 т: IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, г. Петропавловск-Камчатский, 22–27 сент. 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 2. С. 200–203.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. 162 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Позднекайнозойская геодинамика Северной Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. 1993. С. 240–250.
- Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений. Отложения вулканогенного комплекса // Стратиграфия СССР. Полутом 1: Четвертичная система. М.: Недра, 1982. С. 88–91.
- Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338–344.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 863–880.
- Шеймович В.С. Кайнозойский базальтовый вулканизм Камчатки как индикатор раздвижения земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11. С. 14–18.
- Шеймович В.С. Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 78–84.
- Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
- Эрлих Э.Н. Восхождение на вулкан Ичинский // Бюл. вулканологических станций АН СССР. 1958. № 27. С. 55–59.
- Эрлих Э.Н. Новейший вулканизм бассейна р. Тихой и вулкан Анаун на Камчатке. М.: Изд-во АН СССР, 1960а. С. 62–69. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 18.)
- Эрлих Э.Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960б. № 2. С. 77–90.
- Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки // Геотектоника. 1965. № 1. С. 93–105.
- Эрлих Э.Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. № 6. С. 48–63.
- Яцковский А.И. «Ледовая фумарола» на Ичинском вулкане // Изв. ВГО. 1958. Т. 90, вып. 1. С. 66–69.
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Muravev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // The achievements of plate tectonics in the USSR / L.P. Zonenshain (Ed.) // Tectonophysics. 1991. Vol. 199, Iss. 2/4. P. 237–269.
- Bard E., Fairbanks R.G., Arnold M., Hamelin B.  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages obtained by mass spectrometry on corals from Barbados (West Indies), Isabela (Galapagos) and Mururoa (French Polynesia) // The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies / E. Bard, W.S. Broecker (eds). Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer, 1992. P. 103–110.
- Berg E., Sutton G.H. Dynamic interaction of seismic and volcanic activity of the Nazca plate edges // Phys. of the Earth and Plan. Inter. 1974. № 9. P. 45–68.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean protolith, and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geology. 2002. Vol. 110, № 3. P. 271–282.
- Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M. Synchronizated terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic // Science. 1996. Vol. 274. P. 1155–1160.
- Bogdanowitsch K. Geologische Skizze Kamtschatka's // Dr. A.Petermanns Mittheilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt. 1904. Bd. 50, H. 3–8. S. 1–34.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Kirianov V.Yu. The caldera-forming eruption of Ksudach

- volcano about cal. AD 240, the greatest explosive event of our era in Kamchatka // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1996. Vol. 70, № 1/2. P. 49–66.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // *Bull. Volcanol.* 1995. Vol. 57, № 6. P. 383–402.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quatern. Res.* 1997. Vol. 47, № 2. P. 125–139.
- Branney M.J., Kokelaar P.* Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites // *Geol. Soc. London, Memoirs*, 2002. Vol. 27. 152 p.
- Bronk Ramsey C.* OxCal (computer program). Version 3.10. Oxford: University of Oxford Radiocarbon Unit, 2005. [www.rlaha.ox.ac.uk/oxcal/oxcal.htm](http://www.rlaha.ox.ac.uk/oxcal/oxcal.htm)
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrology.* 2001. Vol. 42, № 8. P. 1567–1593.
- Davaille A., Lees J.M.* Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corener // *Earth Planet. Sci Lett.* 2001. Vol. 226. P. 293–304.
- deMenocal P.B., Brown F.H.* Pliocene tephra correlations between East African hominid localities, the Gulf of Aden, and the Arabian Sea // *Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe / J.Agusti, L.Rook, P.Andrews (eds).* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1999. Vol. 1. P. 23–54.
- de Vries H.* Variation of the concentration of radiocarbon with time and location on earth // *Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc.* 1958. Ser. B 61. P. 267–281.
- Dirksen O., Bazanova L., Pletchov P., Portnyagin M., Bychkov K.* Volcanic activity at Sedankinsky Dol lava field, Sredinny ridge during the Holocene (Kamchatka, Russia) // *Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs: Abstract for IV International Biennial Workshop on Subduction Processes Emphasizing the Japan–Kurile–Kamchatka–Aleutian Arcs.* August 21–27, 2004, Petropavlovsk-Kamchatsky / E.I. Gordeev (Ed.). Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, P. 55–56.
- Edwards R.L., Beck J.W., Burr G.S., Donahue D.J., Chappell J.M.A., Bloom A.L., Druffel E.R.M., Taylor F.W.* A large drop in atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  and reduced melting in the Younger Dryas, documented with  $^{230}\text{Th}$  ages of corals // *Science.* 1993. Vol. 260. P. 962–968.
- Encyclopedia of Volcanoes / H.Sigurðsson, B.Houghton, S.McNutt, H.Rymer, J.Stix (eds).* San Diego: Academic Press, 2000. 1417 p.
- Engdahl E.R., Van der Hilst R.D., Buland R.P.* Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1998. Vol. 88. P. 722–743.
- Fierstein J., Nathenson M.* Another look at the calculation of fallout tephra volumes // *Bull. Volcanol.* 1992. Vol. 54. P. 156–167.
- Fisher R.V., Schmincke H.-U.* *Pyroclastic Rocks.* Berlin: Springer-Verlag, 1984. 472 p.
- Goebel T., Waters M. R., Dikova M.* The Archaeology of Ushki Lake, Kamchatka and the Pleistocene Peopling of the Americas // *Science.* 2003. Vol. 301. P. 501–505.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1997. № 102. P. 17 883–17 898.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from *P*-wave tomography // *Geophys. J. Intern.* 2000. Vol. 142. P. 27–36.
- Goslar T., Arnold M., Bard E., Kuc T. Pazdur M.F., Ralska-Jasiewiczowa M., Rozalski K., Tisnerat N., Walanus A., Wicik B., Wieckowski K.* High concentration of atmospheric  $^{14}\text{C}$  during the Younger Dryas cold episode // *Nature.* 1995. Vol. 377. P. 414–417.
- Gusev A.A.* Temporal structure of the global sequence of volcanic eruptions: Order clustering and intermittent discharge rate // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2008. Vol. 166. P. 203–218.
- Gusev A.A., Ponomareva V.V., Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Sulerzhitsky L.D.* Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: self-similar irregularity of the output of volcanic products // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, № B2. 2126, DOI: 10.1029/2001JB000312.
- Haflidason H., Eiriksson J., Kreveld S.V.* The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic region during the Middle and Late Quaternary: a review // *J. Quatern. Sci.* 2000. Vol. 15. P. 3–22.
- Hill D.P., Johnston M.J.S., Langbein J.O., Bilham R.* Response of Long Valley caldera to the  $M_w = 7.3$  Landers, California, Earthquake // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, № B7. P. 12 985–13 005.
- Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci Lett.* 1988. Vol. 90. P. 297–314.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G.* Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // *Tectonophysics.* 2009. Vol. 465. P. 190–203.
- Juvigné E., Bastin B., Delibrias G., Gewalt M., Gilot E., Streeel M.* A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the Late Glacial and Holocene period in the French Massif Central // *Quatern. Intern.* 1996. Vol. 34/36. P. 113–120.
- Kasahara K.* Migration of crustal deformation // *Tectonophysics.* 1979. Vol. 52, № 1/4. P. 329–341.
- Kozhurin A., Acocella V., Ponomareva V., Tibaldi A., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Rust D., Corazzato C., Rovida A., Tengonciang A., Tunesi A., Uy H.* Trenching active faults in Kamchatka, Russia: paleo-

- seismological and tectonic implications // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 417. P. 285–304.
- Kyle Ph.R., Ponomareva V.V., Rourke Schluep R.* Geochemical characterization of marker tephra layers from major Holocene eruptions in Kamchatka, Russia // *Intern. Geol. Rev.* 2011. Vol. 53, № 9. P. 1059–1099.
- Lander A.V., Shapiro M.N.* The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // *Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs: Geophysical Monograph Series / J.Eichelberger, E.Gordeev, M.Kasahara, P.Izbekov, J.Lees (eds)*. 2007. Vol. 172. P. 57–64.
- Lehner F.K., Li V.C., Rice J.R.* Stress diffusion along rupturing plate boundaries // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, № B7. P. 6155–6169.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanetin B.* A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific, 1989. 193 p.
- Levin V., Park J., Lees J., Brandon M.T., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A.* Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 358. P. 233–265.
- Libby W.F.* Radiocarbon dating. 2<sup>nd</sup> Edition. Chicago: Univ. of Chicago Press, 1955. 175 p.
- Lowe D.J., Shane Ph.A.R., Alloway B.V., Newnham R.M.* Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago: a framework for NZ-INTIMATE // *Quatern. Sci Rev.* 2008. Vol. 27, № 1/2. P. 95–126.
- Machida H., Arai F.* Atlas of tephra in and around Japan. Tokyo: Tokyo Univ. Press, 1992. 276 p.
- Mogi K.* Migration of seismic activity // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1968. Vol. 46. P. 53–74.
- Mook W.G., Waterbolk H.T.* Handbooks for archaeologist. № 3: Radiocarbon dating. Strasbourg: Eur. Sci Found., 1985. 65 p.
- Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T.* Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // *Earth Planet. Sci Lett.* 2004. Vol. 224. P. 275–293.
- Narcisi B.* Tephrochronology of a Late Quaternary lacustrine record from the Monticchio maar (Vulture volcano, Southern Italy) // *Quat. Sci. Rev.* 1996. Vol. 15. P. 155–166.
- Park J., Levin V., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A.* A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka Plate Corner // *EOS*. 2001. Vol. 82, № 47. P. F1156.
- Pearce N.J.G., Westgate J.A., Eastwood W.J., Perkins W.T.* Identification of Aniakchak (Alaska) tephra in Greenland ice core challenges the 1645 BC date for Minoan eruption of Santorini // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2004. Vol. 5, № 3. doi: 10.1029/2003GC000672
- Perepelov A., Puzankov M., Ivanov A., Dirksen O.* Alkali-basaltic volcanism in Sredinny Ridge of Kamchatka (Q<sub>3-4</sub>) — the problem of “itraplate” magmas forming in Island-arc geodynamic setting: Abstracts of the 32<sup>nd</sup> International Geologic Congress, Florence, August 22–28, 2004 / K.W.F. Howard (Ed.). Ldn; N.Y.: Taylor & Francis Group, 2007. Pt 1. P. 407.
- Pevzner M.M., Ponomareva V.V., Bazanova L.I.* New data on the Kamchatka back-arc volcanism during the Holocene time // III Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile–Kamchatkan–Aleutian Arcs, Fairbanks, Alaska, 5–15 June 2002. Fairbanks: University of Alaska Fairbanks: Geophys. Inst., 2002. P. 98–101.
- Pilcher J., Bradley R.S., Francus P., Anderson L.* A Holocene tephra record from the Lofoten Islands, Arctic Norway // *Boreas*. 2005. Vol. 34. P. 136–156.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A.* Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of glasses // *Intern. J. Earth. Sci (Geol Rundsch)*. 2015. Vol. 104, Iss. 5. P. 1459–1482. (Doi: 10.1007/s00531-015-1156-4)
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R.* The 7600 <sup>14</sup>C year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. Vol. 136. P. 199–222.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M., Sulerzhitsky L.D., Hartman M.* Holocene eruptive history of Shiveluch volcano. Kamchatka Peninsula // *Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs: Geophysical Monograph Series / J. Eichelberger, E.Gordeev, M.Kasahara, P.Izbekov, J.Lees (eds)*. 2007. Vol. 172. P. 263–282.
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V.* Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene — Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. Vol. 158. P. 117–138.
- Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Dirksen O.V., Zaretskaia N.E.* Holocene paleosols as records of intervals of volcanic quiescence in the Kurile Lake region, South Kamchatka // *TEPHRAS, chronology, archaeology / E.Juvigné, J.P. Raynal (eds) // Les dossiers de l'Archéo-Logie*. 2001. № 1. CDERAD ed. P. 91–100.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schonberg D.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. Vol. 33, № 1. P. 25–28.



- Rice J.R., Gu Ji-Cheng.* Earthquake aftereffects and triggering seismic phenomena // *Pure and Appl. Geophys.* 1983. Vol. 121, № 2. P. 187–219.
- Richter E.F.* Elementary seismology. San Francisco: W.H. Freeman and Co., 1958. 768 p.
- Sauers J.* The westward migration of geophysical events in the Aleutians, Springs, 1986 // *Cycles.* 1986. Vol. 37, № 9. P. 203–204.
- Solomina O.N., Muravyev Ya.D., Bazanova L.I.* Little Ice Age glaciers in Kamchatka // *Ann. Glaciology.* 1995. Vol. 21. P. 240–244.
- Stuiver M., Reimer P.J.* Extended <sup>14</sup>C data base and revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C Age calibration program // *Radiocarbon.* 1993. Vol. 35, № 1. P. 215–230.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., van der Plicht J., Spurk M.* INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP // *Radiocarbon.* 1998. Vol. 40, № 3. P. 1041–1083.
- Suess H.E.* Radiocarbon variations and absolute chronology. N.Y.: Wiley and Sons, 1970. 303 p.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins: Geological Society Special Publications / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds).* Ldn: Geol. Soc. London, 1989. P. 313–345.
- Tanaka K.L., Otsuka S., Laso I.* Migration crustal deformations in Peru // *Abstract. Annual meeting. Seismol. Soc. Jap.* 1977. № 2. P. 82.
- Tanaka K.L., Shoemaker E.M., Ulrich G.E., Wolfe E.W.* Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1986. Vol. 97, № 2. P. 129–141.
- Tatsumi Yo., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 120. P. 117–128.
- The 2009 version of the International Stratigraphic Chart, 2010 <http://www.indiana.edu/~g404/GeoTime/ISChart2009.pdf>
- Thorarinsson S.* The eruption of Hekla in historical times: A tephrochronological study // *The eruption of Hekla 1947–1948.* Reykjavik: Soc. Sci. Islandica, 1967. 170 p.
- Turney Ch.S.M., Blockley S.P.E., Lowe J.J., Wulf S., Branch N.P., Mastrolorenzo G., Swindle G., Nathan R., Pollard A.M.* Geochemical characterization of Quaternary tephras from the Campanian Province, Italy // *Quatern. Intern.* 2008. Vol. 178, Iss. 1. P. 288–305.
- Volynets A., Churikova T., Woerner G., Gordeychik B., Layer P.* Mafic Late Miocene — Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 159, Iss. 5. P. 659–687. doi: 10.1007/s00410-009-0447-9
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology, and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 373–405.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Steffensen J.-P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core // *Episodes.* 2008. Vol. 31. P. 264–267.
- Wastegard S.* Late Quaternary tephrochronology of Sweden: A review // *Quatern. Intern.* 2005. Vol. 130, Iss. 1. P. 49–62.
- Wastegard S., Davies S.M., Turney Ch.S.M., Wohlfarth B.* Towards a tephrochronology framework for the last glacial/interglacial transition in Scandinavia and the Faroe Island: Abstracts of the 34<sup>th</sup> Annual International Arctic Workshop, 11–13 March, 2004. Boulder. doi: [http://www.colorado.edu/INSTAAR/AW2004/get\\_abstr.html](http://www.colorado.edu/INSTAAR/AW2004/get_abstr.html)
- Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // *Radiocarbon.* 2007. Vol. 49, № 2. P. 1065–1078.
- Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Zhilin M.G.* Radiocarbon studies of peat bogs: an investigation of South Kamchatka volcanoes and Upper Volga archeological sites // *Radiocarbon.* 2001. Vol. 43, № 2. P. 533–543.

# **ПРИЛОЖЕНИЕ**



## Радиоуглеродные даты, полученные автором в процессе работ

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
<i>Реки Евсейчиха и Андриановка</i>					
1	9706-A1	Современный –	г	Супесь	ГИН-9280
2	97076-A1	Современный –	г	Супесь коричневая	ГИН-9281
3	97076-A2	470±100 –	г	Почва коричневая	ГИН-9282
4	97096-A1	920±40 1000±60	г1 г2	Почва дерновая	ГИН-9283
5	97096-A2	2320±70 2340±400	г1 г2	Почва коричневая	ГИН-9284
6	9715а-A1	1060±40 –	г	Почва черная	ГИН-9285
<i>Река Богдановская</i>					
7	9722-A1	Современный Современный	г1 г2	Дернина оторфованная	ГИН-9263
8	9722-A2	230±80 200±40	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-9264
9	9722-A3	850±60 900±40	г1 г2	То же	ГИН-9265
10	9722-A4	1310±40 1370±60	г1 г2	Почва черная	ГИН-9266
11	9722-A5	1870±40 1940±80	г1 г2	Почва черная, оторфованная	ГИН-9267
12	9722-A6	2600±100 2800±40	г1 г2	То же	ГИН-9268
13	9722-A7	2930±100 3200±100	г1 г2	Почва коричневая, оторфованная	ГИН-9269
14	9722-A8	3350±100 3370±120	г1 г2	То же	ГИН-9270
15	9722-A9	6240±160 6860±120	г1 г2	Почва суглинистая	ГИН-9271

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
<b>Перевал Чунгнута</b>					
16	9723-A1	580±60 320±70	г1 г2	Почва суглинистая, оторфованная	ГИН-9278
17	9723-A2	1350±40 1860±120	г у	Кострище	ГИН-9279
18	9724-A5	760±40 820±40	г1 г2	Торф	ГИН-9272
19	9724-A4	3550±40 3510±40	г1 г2	“	ГИН-9273
20	9724-A3	5200±40 5100±40	г1 г2	“	ГИН-9274
21	9724-A2	5600±40 5670±40	г1 г2	“	ГИН-9275
22	9724-A1	5780±40 5600±40	г1 г2	“	ГИН-9276
23	9724-A6  Дубль	5420±50 5110±80 4200±80 5340±50 5160±110 4100±90	г1 г2 гд г1 г2 гд	“	ГИН-9277
<b>Озеро Арбунат</b>					
24	9735-A1	730±40 860±50	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-9286
25	9735-A2	3350±110 2680±70	г1 г2	То же	ГИН-9287
<b>Кальдера вулкана Хангар</b>					
26	98001-A1	90±40 Современный	г1 г2	Почва темно-коричневая	ГИН-9705
27	98001-A2	780±110 1200±40	г1 г2	Почва черная	ГИН-9706
28	98003-A1	1000±30 1040±40	г1 г2	Торф	ГИН-9707
29	98003-A2	1250±40 1390±50	г1 г2	“	ГИН-9708
30	98003-A3	1360±100 1540±30	г1 г2	“	ГИН-9709
31	98003-A4	1700±40 1720±50	г1 г2	“	ГИН-9710
32	98003-A5	1950±40 1940±40	г1 г2	“	ГИН-9711
33	98003-A6	2200±40 2160±40	г1 г2	“	ГИН-9712
34	98004-A1	280±90 100±70	г1 г2	Почва с корнями	ГИН-9713
35	98004-A2	430±40 Современный	г1 г2	То же	ГИН-9714
36	98004-A3	440±40 570±40	г1 г2	Почва супесчаная	ГИН-9715

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
37	98005a-A2	370±40 140±100	r1 r2	Почва	ГИН-9721
38	98005a-A1	540±70 390±140	r1 r2	“	ГИН-9722
39	98005a-A3	1000±40 1370±40	r1 r2	“	ГИН-9723
40	98005a-A4	1430±60 1900±80	r1 r2	“	ГИН-9724
41	98005a-A5	1710±80 2130±40	r1 r2	“	ГИН-9725
42	98005a-A6	2470±40 2400±80	r1 r2	“	ГИН-9726
43	98005a-A7	2850±80 2990±80	r1 r2	“	ГИН-9727
44	98005a-A8	3520±80 3960±40	r1 r2	“	ГИН-9728
45	98011-A1	1550±90 1540±220	r1 r2	“	ГИН-9741
46	98015-A1	970±60 750±210	r1 r2	“	ГИН-9742
47	98023-A2	– 1730±100	r2	Торф	ГИН-9748
48	98023-A1	2330±40 2400±90	r1 r2	“	ГИН-9747
49	98100-A1	6900±50 6940±120	r1 r2	Почва	ГИН-9719
50	98100-A2	7560±60 7450±150	r1 r2	“	ГИН-9720
51	98104-A1	2450±50 2190±40	r1 r2	“	ГИН-9729
52	98104-A2	3460±40 3910±50	r1 r2	“	ГИН-9730
53	98105-A5	450±40 600±40	r1 r2	Торф	ГИН-9731
54	98105-A4	990±40 1210±70	r1 r2	“	ГИН-9732
55	98105-A1	2070±40 2010±80	r1 r2	“	ГИН-9733
56	98105-A2	2740±40 2900±40	r1 r2	“	ГИН-9734
57	98105-A3	4590±40 4640±90	r1 r2	“	ГИН-9735
58	98117-A1	3780±40 3800±90	r1 r2	Почва	ГИН-9753
59	98154-A1	7740±150 8100±210	r1 r2	“	ГИН-9716
60	98154-A2	8860±110 > 8100	r1 r2	“	ГИН-9717
61	98154-A3	9620±200 9750±260	r1 r2	“	ГИН-9718

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
<b>Поселок Мильково</b>					
62	98024-A6	3670±90 3550±40	г1 г2	Торф	ГИН-9760
63	98024-A5	3510±110 3660±40	г1 г2	“	ГИН-9759
64	98024-A4	5660±140 6090±40	г1 г2	“	ГИН-9758
65	98024-A3	6300±110 6280±40	г1 г2	“	ГИН-9757
66	98024-A2	7040±150 7140±60	г1 г2	“	ГИН-9756
67	98024-A1	6380±300 7100±40	г1 г2	“	ГИН-9755
68	98025-A1	3480±40 3480±40	г1 г2	“	ГИН-9754
69	98024а-A5	3900±80 3850±60	г1 г2	“	ГИН-9765
70	98024а-A6	3950±40 –	др	Древесина	ГИН-9766
71	98024а-A4	6930±110 6810±40	г1 г2	Торф	ГИН-9764
72	98024а-A3	6740±190 6800±40	г1 г2	“	ГИН-9763
73	98024а-A2	7990±120 7930±40	г1 г2	“	ГИН-9762
74	98024а-A1	9400±120 9850±40	г1 г2	“	ГИН-9761
75	990246-A3	6520±100 6790±40	г1 г2	“	ГИН-10382
76	990246-A2	6430±70 6840±40	г1 г2	“	ГИН-10381
77	990246-A1	6850±50 6890±40	г1 г2	“	ГИН-10380
<b>Капитанский перевал</b>					
78	98035-A1	690±30 1140±40	г1 г2	Почва	ГИН-9767
79	98036-A1	Современный Современный	г1 г2	Торф	ГИН-9769
80	98036-A2	1290±40 1360±40	г1 г2	“	ГИН-9769
81	98036-A3	1390±50 1440±40	г1 г2	“	ГИН-9770
82	98036-A4	1990±40 1920±40	г1 г2	“	ГИН-9771
83	98036-A5	– 1850±40	г2	“	ГИН-9772
84	98036-A6	2190±40 2150±40	г1 г2	“	ГИН-9773
85	98036-A7	2320±40 2310±40	г1 г2	“	ГИН-9774

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
86	98036-A8	3150±40 3150±40	г1 г2	Торф	ГИН-9775
87	98039-A1	1460±40 1770±40	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-9776
88	98039-A2	2380±30 2500±40	г1 г2	То же	ГИН-9777
89	98039-A3	4850±70 5570±80	г1 г2	Суглинок гумусированный	ГИН-9778
<b>Река Колпакова, Малахитовый провал</b>					
90	98042-A1	6040±40 6450±50	г1 г2	Торф	ГИН-9783
91	98043a-A1	4600±100 5570±100	г1 г2	Суглинок гумусированный	ГИН-9784
92	98044-A1	6000±40 6330±50	г1 г2	Торф	ГИН-9785
93	98044-A2	6330±40 6000±40	г1 г2	“	ГИН-9786
94	98044-A3	7120±40 7130±50	г1 г2	“	ГИН-9787
95	98044-A4	7380±40 –	г1 + 2	“	ГИН-9788
96	98044-A5	9370±40 9590±40	г1 г2	“	ГИН-9789
<b>Ручей Ияжук</b>					
97	98046-A2	150±20 260±40	г1 г2	Торф	ГИН-9793
98	98046-A3	250±20 260±60	г1 г2	“	ГИН-9794
99	98046-A4	1600±40 1850±60	г1 г2	“	ГИН-9795
100	98046-A5	1750±40 1810±40	г1 г2	“	ГИН-9796
101	98046-A6	2510±30 2620±60	г1 г2	“	ГИН-9797
102	98047-A1	3630±40 –	др	Древесина	ГИН-9798
<b>Поселок Крутогорова</b>					
103	98052-A1	830±30 750±40	г1 г2	Торф	ГИН-9804
104	98052-A2	6040±40 6570±50	г1 г2	“	ГИН-9805
105	98052-A3	5950±50 6600±40	г1 г2	“	ГИН-9806
106	98052-A6	8370±60 8530±40	г1 г2	“	ГИН-9809
107	98052-A4	8650±370 8700±40	г1 г2	“	ГИН-9807
108	98052-A5	8640±40 8980±50	г1 г2	Суглинок оторфованный	ГИН-9808



Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
<i>Угольный перевал</i>					
109	98054-A1	5480±50 5560±40	r1 r2	Суглинок оторфованный	ГИН-9810
110	98054-A2	4880±90 5520±90	r1 r2	Суглинок гумусированный	ГИН-9811
<i>Река Кирганик, сводный (ручей Золотой-Луговой)</i>					
111	98057-A3	6490±50 6600±110	r1 r2	Торф	ГИН-9812
112	980576-A1	5480±60 5680±40	r1 r2	“	ГИН-9813
113	980576-A2	5750±60 5640±40	r1 r2	“	ГИН-9814
114	980576-A3	5810±60 5870±40	r1 r2	“	ГИН-9815
115	980576-A4	5710±50 5740±60	r1 r2	“	ГИН-9816
116	980576-A5	5770±40 5990±100	r1 r2	“	ГИН-9817
117	980576-A6	6340±50 6100±40	r1 r2	“	ГИН-9818
118	980576-A7	6770±40 6870±40	r1 r2	“	ГИН-9819
119	980576-A8	6940±50 6910±40	r1 r2	“	ГИН-9820
120	980576-A9	6960±100 7270±40	r1 r2	“	ГИН-9821
121	980576-A10	7320±80 7420±40	r1 r2	“	ГИН-9822
122	98057B-A6	1590±40 1640±60	r1 r2	“	ГИН-9829
123	98057B-A7	1640±40 1720±40	r1 r2	“	ГИН-9830
124	98057B-A8	2420±90 2210±40	r1 r2	“	ГИН-9831
125	98057B-A9	2430±160 2650±80	r1 r2	“	ГИН-9832
126	98057B-A10	3030±120 2860±50	r1 r2	“	ГИН-9833
127	98057B-A1	6360±50 6480±40	r1 r2	“	ГИН-9823
128	98057B-A2	5800±140 6420±40	r1 r2	“	ГИН-9824
129	98057B-A3	6540±80 6540±40	r1 r2	“	ГИН-9825
130	98057B-A4	6120±140 6550±40	r1 r2	“	ГИН-9826
131	98057B-A5	6340±140 6550±40	r1 r2	“	ГИН-9827
132	98057B-A5a	6870±50 6980±40	r1 r2	“	ГИН-9828

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
<b>Начикинский перевал</b>					
133	99004-A2	2310±30 2490±40	г1 г2	Торф	ГИН-10386
134	99004-A4	4250±40 4560±50	г1 г2	“	ГИН-10388
135	99004-A8	5190±40 5360±50	г1 г2	“	ГИН-10390
136	99004-A10	7260±40 7080±40	г1 г2	“	ГИН-10394
137	99004-A11	9000±50 8910±40	г1 г2	“	ГИН-10395
138	99004-A12	9120±60 8940±40	г1 г2	“	ГИН-10396
139	99004-A14	11100±70 10910±40	г1 г2	“	ГИН-10397
140	99004-A13	11950±50 –	г	“	ГИН-10398
<b>Малкинский торфяник</b>					
141	99026-A11	2170±50 2190±40	г1 г2	Торф	ГИН-10435
142	99026-A8	3830±40 3920±40	г1 г2	“	ГИН-10433
143	99026-A9	4630±40 4810±40	г1 г2	“	ГИН-10432
144	99026-A7	5040±40 5170±40	г1 г2	“	ГИН-10431
145	99026-A6	5280±40 5390±40	г1 г2	“	ГИН-10430
146	99026-A4	5850±40 5990±70	г1 г2	“	ГИН-10428
147	99026-A2	7740±40 7610±40	г1 г2	“	ГИН-10426
148	99026-A1	8940±50 9440±40	г1 г2	Торф слабо суглинистый	ГИН-10425
<b>Пуцинский торфяник</b>					
149	99008-A9	2050±30 –	г	Торф	ГИН-10409
150	99008-A8	2100±40 –	г	“	ГИН-10408
151	99008-A7	2350±30 –	г	“	ГИН-10407
152	99008-A11	2840±40 –	г	“	ГИН-10405
153	99008-A3	6480±40 6650±40	г1 г2	“	ГИН-10401
154	99008-A2	6560±40 6690±40	г1 г2	“	ГИН-10400
155	99008-A1	8230±40 7820±180	г дт	“	ГИН-10399

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
156	99008а-А6	1300±30 –	г1	Торф	ГИН-10415
157	99008а-А5	1870±30 1900±40	г (мелкая фракция) г (крупная фракция)	“	ГИН-10414
158	99008а-А4	1600±30 –	г	“	ГИН-10413
159	99008а-А2	3990±40 –	г	“	ГИН-10411
<i>Урочище Сухой Лог</i>					
160	99015-А1	1750±120 –	г1	Почва	ГИН-10418
161	99016-А1	4930±50 5100±50	г1 г2	“	ГИН-10421
<i>Верховья реки Элькевая</i>					
162	99063-А4	1240±30 1240±40	г1 г2	Торф	ГИН-10439
163	99063-А3	1460±40 1390±40	г1 г2	“	ГИН-10438
164	9963-А2	1770±50 1830±40	г1 г2	“	ГИН-10437
<i>Торфяник Копылье</i>					
165	99066-А4	5870±40 6160±40	г1 г2	Торф	ГИН-10444
166	99066-А5	6390±100 6500±40	г1 г2	“	ГИН-10445
167	99066-А6	6800±40 7000±60	г1 г2	“	ГИН-10446
168	99066-А7	7000±60 7220±40	г1 г2	“	ГИН-10447
<i>Перевал Нодека</i>					
169	99070-А1	3660±40 3860±40	г1 г2	Торф слабо суглинистый	ГИН-10448
170	99090б-А2	5280±40 –	др	Древесина	ГИН-10452
<i>Ключи Окси</i>					
171	99082-А2	Современный –	г1	Дернина оторфованная	ГИН-10449
<i>Торфяник Кенсол</i>					
172	99100б-А13	– 1280±40	г2	Торф	ГИН-10467
173	99100б-А12	1150±40 1290±50	г1 г2	“	ГИН-10466
174	99100б-А11	– 3690±40	г2	“	ГИН-10465
175	99100б-А10	3330±40 3430±40	г1 г2	“	ГИН-10464
176	99100б-А2	5390±40 5750±50	г1 г2	“	ГИН-10463

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
177	991006-A3	6070±40 5830±50	г1 г2	Торф	ГИН-10462
178	991006-A4	6370±40 6350±40	г1 г2	“	ГИН-10461
179	991006-A5	6690±120 –	г1	“	ГИН-10460
180	991006-A6	6920±80 6880±40	г1 г2	“	ГИН-10459
181	991006-A7	7630±40 7620±40	г1 г2	“	ГИН-10458
182	991006-A8	7350±80 7520±50	г1 г2	“	ГИН-10457
183	991006-A9	7430±50 8040±50	г1 г2	“	ГИН-10456
184	991006-A1	8830±60 8910±60	г1 г2	“	ГИН-10455
<b><i>Ручей Подувальний</i></b>					
185	99101a-A1	3170±40 г –	г	Торф	ГИН-10468
<b><i>Вулкан Ичинский</i></b>					
186	112-A1	1560±40 1950±60	г1 г2	Почва	ГИН-11077
187	124-A1	3880±40 4170±70	г1 г2	“	ГИН-11078
188	132-A1	590±60 460±60	г1 г2	“	ГИН-11079
189	138-A1	1840±40 1890±40	г1 г2	“	ГИН-11080
190	147-A2	7340±50 –	г	Почва с углями	ГИН-11550
191	201116-A1	1050±40 1080±30	г1 г2	Торф	ГИН-11552
192	201116-A2	1370±30 1590±40	г1 г2	“	ГИН-11553
193	212-A1	2070±40 2230±40	г1 г2	“	ГИН-11554
194	119-A1	3380±50 3560±70	г1 г2	Почва	ГИН-11555
195	119-A2	3990±40 4190±100	г1 г2	“	ГИН-11556
<b><i>Массив Алей- Чашаконджа</i></b>					
196	243-A1	860±40 880±40	г1 г2	Супесь гумусированная	ГИН-12083
197	249-A1	1200±40 1110±40	г1 г2	То же	ГИН-12084
198	249-A2	3250±70 4030±60	г1 г2	“	ГИН-12085
199	250-A1	4260±100 4380±40	г1 г2	“	ГИН-12087

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
200	263а-А1	2850±160 –	у	Уголь	ГИН-12088
201	263а-А2	2630±70 2610±70	г1 г2	Супесь гумусированная	ГИН-12089
202	263а-А3	350±40 490±70	г1 г2	То же	ГИН-12090
203	321-А5	350±40 450±40	г1 г2	Торф	ГИН-12496
204	321-А1	970±40 1050±30	г1 г2	“	ГИН-12497
205	321-А2	1320±40 1310±30	г1 г2	“	ГИН-12498
206	321-А3	1420±40 1490±40	г1 г2	“	ГИН-12499
207	321-А4	1680±40 1880±40	г1 г2	“	ГИН-12500
208	319-А1	1990±90 2000±60	г1 г2	Супесь	ГИН-12501
<b><i>Вулкан Кекунайский</i></b>					
209	407-А1	4680±100 4810±40	г1 г2	Супесь	ГИН-12489
210	407-А2	7000±70 7200±50	г1 г2	Суглинок гумусированный	ГИН-12490
211	409-А3	3850±40 3930±40	г1 г2	Торф	ГИН-12492
212	409-А2	7310±40 7510±40	г1 г2	“	ГИН-12493
213	409-А5	7950±40 8020±40	г1 г2	“	ГИН-12494
214	409-А1	8460±50 –	др	Древесина	ГИН-12495
<b><i>Маар Кинени</i></b>					
215	328-А1	860±40 900±40	г1 г2	Торф	ГИН-12502
<b><i>Лавовые потоки Близнецы</i></b>					
216	345-А1	620±30 620±30	г1 г2	Торф	ГИН-12503
217	345-А2	900±40 920±40	г1 г2	“	ГИН-12504
218	345-А3	1070±40 1050±40	г1 г2	“	ГИН-12505
219	345-А4	1280±40 1290±40	г1 г2	“	ГИН-12506
220	345-А5	1650±60 1730±40 1530±30	г1 (крупная фракция) г1 (мелкая фракция) г2 (мелкая фракция)	“	ГИН-12507
221	345-А6	3010±40 3000±40	г1 г2	“	ГИН-12508

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
222	344-A1	1400±70 1110±40	г1 г2	Почва черная	ГИН-12511
223	344-A2	2110±40 2250±50	г1 г2	То же	ГИН-12512
224	358-A1	2580±40 2540±40	г1 г2	Торф	ГИН-12509
225	358-A2	2800±40 2790±40	г1 г2	“	ГИН-12510
<i>Озерновский поток</i>					
226	379-A1	1010±50 1050±60	г1 г2	Супесь гумусированная	ГИН-12939
227	379-A2	1640±70 –	г1	То же	ГИН-12940
228	379-A3	1580±60 1800±60	г1 г2	“	ГИН-12941
229	379-A4	2390±70 2570±70	г1 г2	“	ГИН-12942
230	379-A5	2980±90 2660±60г2	г1 г2	“	ГИН-12943
231	379-A6	3420±110 –	г1	“	ГИН-12944
232	379-A7	4270±200 4970±70	г1 г2	“	ГИН-12945
233	384-A1	2950±60 2860±50	г1 г2	“	ГИН-12946
<i>Ручей Водопадный</i>					
234	395-A1	Современный 250±30	г1 г2	Торф	ГИН-12947
235	395-A2	620±40 710±50	г1 г2	“	ГИН-12948
236	393-A1	760±50 850±40	г1 г2	Супесь гумусированная	ГИН-12949
<i>Истоки реки Седанки</i>					
237	441-A4	– 340±70	г2	Торф	ГИН-12950
238	441-A3	760±40 680±40	г1 г2	“	ГИН-12951
239	441-A2	1000±40 930±30	г1 г2	“	ГИН-12952
240	441-A1	1240±30 1200±50	г1 г2	“	ГИН-12953
<i>Лавовый поток Шишейка</i>					
241	448-A1	500±40 510±40	г1 г2	Торф	ГИН-12954
242	448-A2	910±30 –	г1	“	ГИН-12955
243	448-A3	1590±70 1720±60	г1 г2	“	ГИН-12956

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
244	448-A4	1830±70 1740±60	г1 г2	Торф	ГИН-12957
245	448-A5	2750±70 2730±70	г1 г2	“	ГИН-12958
246	448-A6	2840±40 3030±40	г1 г2	“	ГИН-12959
247	448-A7	3030±50 2950±50	г1 г2	“	ГИН-12960
248	448-A8	3120±40 3000±40	г1 г2	“	ГИН-12961
249	448-A9	3090±40 3150±40	г1 г2	“	ГИН-12962
250	448-A10	3400±40 —	г1	“	ГИН-12963
251	448бис-A1	930±30 1180±40	г1 г2	“	ГИН-12964
252	448бис-A2	1410±40 1200±60	г1 г2	“	ГИН-12965
253	448бис-A3	1470±40 1470±40	г1 г2	“	ГИН-12966
254	448бис-A5	2880±50 2480±50	г1 г2	“	ГИН-12968
255	448бис-A7	2900±40 3100±40	г1 г2	“	ГИН-12969
256	448бис-A6	2530±40 3180±40	г1 г2	“	ГИН-12970
257	455-A1	4190±70 4290±70	г1 г2	Супесь обугленная	ГИН-12971
<i>Река Кутина</i>					
258	506-A1	1840±30 1920±40	г1 г2	Торф	ГИН-13395
259	506-A2	2610±40 2610±40	г1 г2	“	ГИН-13396
260	506-A3	2840±40 2920±40	г1 г2	“	ГИН-13397
261	506-A4	2950±40 2970±40	г1 г2	“	ГИН-13398
262	506-A5	4570±70 4160±70	г1 г2	“	ГИН-13399
263	506-A6	4220±60 4180±40	г1 г2	“	ГИН-13400
264	506-A7	4370±40 5140±30	г1 г2	“	ГИН-13401
265	506-A8	3830±40 3930±40	г1 г2	Торф с древесиной	ГИН-13402
266	506-A9	4020±40 3920±40	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-13403
267	506-A10	4300±40 4260±40	г1 г2	То же	ГИН-13404

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
268	506-A11	4860±40 4760±40	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-13405
269	506-A12	5920±40 5910±30	г1 г2	Почва слабо оторфованная	ГИН-13406
270	506-A13	6240±40 6180±40	г1 г2	То же	ГИН-13407
271	506-A14	7370±40 7560±40	г1 г2	Почва оторфованная	ГИН-13408
272	506-A15	7760±40 7810±40	г1 г2	То же	ГИН-13409
273	506-A16	8560±40 8510±40	г1 г2	“	ГИН-13410
<b>Река Поперечная (Кура)</b>					
274	521-A1	1540±30 1530±40	г1 г2	Торф	ГИН-13411
275	521-A2	1590±40 1670±40	г1 г2	“	ГИН-13412
276	521-A3	1850±30 1910±40	г1 г2	“	ГИН-13413
277	521-A4	2270±40 –	др	Древесина	ГИН-13414
278	521-A5	3050±30 2740±40	г1 г2	Торф	ГИН-13415
279	521-A6	2820±40 2930±40	г1 г2	“	ГИН-13416
280	521-A7	2970±40 2800±40	г1 г2	“	ГИН-13417
281	521-A8	3400±40 3390±40	г1 г2	“	ГИН-13418
282	521-A9	3550±40 3590±40	г1 г2	“	ГИН-13419
283	521-A10	3700±40 3710±40	г1 г2	“	ГИН-13420
<b>Вулкан Начикинский</b>					
284	527-A1	3100±30 –	г	Торф слабо суглинистый	ГИН-13709
285	560-A1	2050±30 2160±30	г1 г2	Торф	ГИН-13710
286	562-A1	2820±40 3150±90	г1 дт	“	ГИН-13711
287	563-A1	1960±30 1780±40	дт г	“	ГИН-13712
288	566-A1	670±40 670±30	г1 г2	“	ГИН-13713
289	570-A1	3060±40 3050±40	г1 г2	Суглинок черный, гумусированный	ГИН-13717
290	570-A3	4620±110 –	др	Ольха	ГИН-13716



Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
291	570-A2	5080±30 5130±40	г1 г2	Торф с ольхой	ГИН-13715
292	570-A4	5500±40 5420±40	г1 г2	Торф	ГИН-13717
293	570-A5	6260±50 –	г	“	ГИН-13718
294	570-A6	6650±90 –	др	Ольха из песков	ГИН-13719
<i>Гора Хайлюля</i>					
295	572-A1	850±30 640±40	г1 г2	Торф	ГИН-13720
296	572-A2	2730±30 2750±30	г1 г2	“	ГИН-13721
297	572-A3	3030±30 3010±30	г1 г2	“	ГИН-13722
298	572-A4	3160±40 3360±30	г1 г2	“	ГИН-13723
299	572-A5	3650±30 3690±30	г1 г2	“	ГИН-13724
300	572-A6	4620±40 4250±40	г1 г2	“	ГИН-13725
301	572-A7	4640±30 4680±40	г1 г2	“	ГИН-13726
302	572-A8	4930±40 5050±40	г1 г2	“	ГИН-13727
303	572-A9	5260±40 5280±40	г1 г2	“	ГИН-13728
304	572-A10	5640±40 5650±40	г1 г2	“	ГИН-13729
305	572-A11	8100±30 8080±50	г1 г2	“	ГИН-13730
306	574-A1	8440±80 7790±70	г1 г2	Древесный детрит	ГИН-13731
307	576-A1	680±50 730±40	г дт	Торф	ГИН-13733
308	576-A2	680±70 780±50	дт г	“	ГИН-13734
309	576-A3	690±50 880±40	дт г	“	ГИН-13735
310	577-A1	910±30 900±40	г1 г2	Почва	ГИН-13736
311	577-A2	3480±60 3230±40	г1 г2	“	ГИН-13737
312	577-A3	4870±60 4850±70	г1 г2	“	ГИН-13738
313	577-A4	5330±70 4810±100	г1 г2	“	ГИН-13739
314	577-A5	5480±90 5570±110	г1 г2	“	ГИН-13740

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
315	577-A6	5860±90 6040±50	г1 г2	Почва	ГИН-13741
316	577-A7	6480±90 6690±50	г1 г2	“	ГИН-13742
317	577-A8	7330±50 7570±50	г1 г2	“	ГИН-13743
318	577-A9	8020±50 8120±50	г1 г2	“	ГИН-13744
319	579-A5	4100±40 4140±40	г1 г2	Торф	ГИН-13749
320	579-A4	4470±40 4460±40	г1 г2	“	ГИН-13748
321	579-A3	5940±50 5970±40	г1 г2	“	ГИН-13747
322	579-A2	6200±30 6320±40	г1 г2	“	ГИН-13746
323	579-A1	9630±40 9600±40	г1 г2	“	ГИН-13745
324	581-A2	3480±40 3450±40	дт г	“	ГИН-13752
325	581-A1	3550±40 3540±40	дт г	“	ГИН-13751
<i>Река Еловка, выше устья ручья Кедрового</i>					
326	585-A4	4960±40 4970±40	г1 г2	Торф	ГИН-13756
327	585-A3	5690±30 5640±40	г1 г2	“	ГИН-13755
328	585-A2	5910±40 5800±40	г1 г2	“	ГИН-13754
329	585-A1	8340±70 8580±40 8570±40	г1 г2 дт	“	ГИН-13753
<i>Река Еловка, ниже устья ручья Киненин</i>					
330	594-A1	2850±30 2910±30	г1 г2	Торф	ГИН-13759
331	594-A2	4160±40 4290±60	г1 г2	“	ГИН-13760
<i>Река Еловка, вблизи устья ручья Клакес</i>					
332	595-A10	2980±40 3020±40	г1 г2	Торф	ГИН-13770
333	595-A9	3750±40 3790±40	г1 г2	“	ГИН-13769
334	595-A8	3940±40 4060±30	г1 г2	“	ГИН-13768
335	595-A7	4120±40 4180±30	г1 г2	“	ГИН-13767
336	595-A6	4210±40 4380±30	г1 г2	“	ГИН-13766

Приложение

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
337	595-A5	4950±40 4920±40	г1 г2	Торф	ГИН-13765
338	595-A4	5700±40 5810±40	г1 г2	“	ГИН-13764
339	595-A3	6000±40 6010±40	г1 г2	“	ГИН-13763
340	595-A2	6280±50 6190±40	г1 г2	“	ГИН-13762
341	595-A1	6740±40 6980±40	г1 г2	“	ГИН-13761
<b>Река Малая Романовка</b>					
342	602-A3	1620±50 1800±40	г1 г2	Торф	ГИН-13961
343	602-A4	1790±40 1820±40	г1 г2	“	ГИН-13962
344	602-A5	4960±50 5340±40	г1 г2	“	ГИН-13963
<b>Река Правый Кротон</b>					
345	624-A1	2240±40 2200±40	г1 г2	Торф	ГИН-13964
346	624-A2	2540±70 2220±60	г1 г2	“	ГИН-13965
347	624-A3	410±40 640±30	г1 г2	“	ГИН-13966
348	624-A4	980±50 1100±30	г1 г2	“	ГИН-13967
349	624-A5	850±100 1170±30	г1 г2	“	ГИН-13968
350	624-A6	3600±40 3750±80	г1 г2	“	ГИН-13969
351	624-A7	4440±50 4410±40	г1 г2	“	ГИН-13970
352	624-A8	5350±60 4850±110	г1 г2	“	ГИН-13971
353	624-A9	8960±60 8980±100	г1 г2	“	ГИН-13972
354	627-A1	7580±140 –	г	Супесь суглинистая, гумусированная	ГИН-13973
355	627-A2	7770±140 –	г	То же	ГИН-13974
<b>Река Кавыча</b>					
356	703-A2	6000±40 5650±40	г1 г2	Торф	ГИН-13976
357	703-A3	6120±40 5560±40	г1 г2	“	ГИН-13977
358	703-A4	6610±60 6340±70	г1 г2	“	ГИН-13978
359	703-A5	7270±40 7030±40	г1 г2	“	ГИН-13979

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
360	703-A6	7330±40 7490±50	г1 г2	Торф	ГИН-13980
361	705-A3	6100±50 6060±40	г1 г2	“	ГИН-13983
362	705-A4	7150±40 7140±40	г1 г2	“	ГИН-13984
<i>Кальдера Уксичан</i>					
363	716-A2	5030±60 5140±50	г1 г2	Торф	ГИН-13985
<i>Вулкан Шивелуч</i>					
364	722-A2	8000±100 г –	г	Обугленная почва с углями	ГИН-13987
365	96025-A1 (2008)	9310±80 9690±50	г1 г2	Почва	ГИН-13989
<i>Река Еловка, среднее и нижнее течение</i>					
366	724-A1	2160±40 2080±30	г1 г2	Торф древесный	ГИН-13991
367	724-A2	2180±40 2090±30	г1 г2	То же	ГИН-13992
368	724-A3	2520±40 2370±30	г1 г2	“	ГИН-13993
369	724-A4	2570±60 2520±30	г1 г2	“	ГИН-13994
370	724-A5	3230±30 3190±40	г2 др	Торф с древесиной	ГИН-13995
371	726-A1	4980±30 5050±30	г1 г2	Торф	ГИН-13996
372	726-A2	5530±40 5640±30	г1 г2	“	ГИН-13997
373	726-A3	5960±50 6060±30	г1 г2	“	ГИН-13998
374	726-A4	6040±70 6120±30	г1 г2	“	ГИН-13999
375	726-A5	7220±80 6950±40	г1 г2	“	ГИН-14000
376	726-A5	7350±70 7310±40	г1 г2	“	ГИН-14001
377	726-A7	7380±90 7830±30	г1 г2	“	ГИН-14002
378	729-A1	7030±70 7030±120	г1 г2	Обугленная почва с углями	ГИН-14003
<i>Вулкан Шивелуч</i>					
379	735-A1	4490±30 –	у	Уголь	ГИН-14276
380	750-A1	3830±40 3910±30	г у	“	ГИН-14277
381	751-A1	5930±30 5960±40	г1 г2	Почва обугленная	ГИН-14278

*Приложение*

Разрез		<sup>14</sup> C дата, лет назад	Датированная фракция	Материал	Лабораторный номер
номер п/п	номер образца				
382	752-A1	5330±40 5230±80	г1 г2	Почва обугленная	ГИН-14279
383	755-A1	9810±230 –	г	Мелкие веточки не обугленные	ГИН-14280
384	759-A1	10 8820±40 10 880±30	г др	Мореная древесина	ГИН-14282
385	760-A1	3760±110 –	г	Ольха не обугленная	ГИН-14283
386	761-A1	1550±20 1610±40	г у	Угли	ГИН-14284
387	762-A1	1580±30 1500±30	г у	“	ГИН-14285
388	763-A1	4550±30 –	у	“	ГИН-14286
389	763-A2	2380±40 2390±50	г1 г2	Почва с углями	ГИН-14287

*Примечание.* Даты получены по щелочным вытяжкам: г1 — первая холодная, г2 — вторая горячая, г — одна горячая; а также по углям (у), древесине (др) и растительному детриту (дт). Прочерк — отсутствие у конкретного образца второго счетного препарата.

Научное издание

**Певзнер Мария Михайловна**

**Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки**

Редактор *И.М. Ерофеева*

Подписано к печати 24.06.2015  
Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м<sup>2</sup>  
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.  
Усл.-печ. 40,0 л. Тираж 300 экз.

Издательство ГЕОС  
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел.: (495) 959-35-16. Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91  
e-mail: geos@yandex.ru      www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета  
в ООО «Фльянс «Югполиграфиздат», ООО «Ориана»  
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6. Тел.: (8442) 26-60-10, 97-49-40

**TRANSACTIONS  
OF THE GEOLOGICAL  
INSTITUTE**



**M.M. Pevzner**

**HOLOCENE VOLCANISM  
OF SREDINNY RANGE  
OF KAMCHATKA**

