

УДК 551.4.07

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. КАМЧАТКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Т.К. Пинегина, А.И. Кожурин*, В.В. Пономарева



Ст. н. с., вед. н. с., Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

Тел.: (4152) 29-77-17

E-mail: tsunami@kscnet.ru, ponomareva@kscnet.ru

*Зам. дир., Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский пер., 7

Тел.: (495) 953-18-19

E-mail: anivko@yandex.ru

*ГЕОДИНАМИКА, АКТИВНАЯ ТЕКТНИКА, ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ТЕРРИТОРИИ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ В ГОЛОЦЕНЕ*

Устьевая область р. Камчатки в геодинамическом плане может быть отнесена к территории Камчатского полуострова. Полуостров представляет собой тектонический блок, отделенный от хребта Кумрох активным разломом. Разлом представляет собой основную коллизонную границу между Алеутской и Камчатской островными дугами. Вся рассматриваемая территория находится в области конвергентного сочленения трех крупнейших плит — Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской. Процессы взаимодействия указанных плит контролируются движениями по активным разломам, землетрясения и проявления цунами, которые в свою очередь влияют на ход и определяют особенности проявлений активных экзогенных процессов. В статье рассмотрены основные черты геолого-геоморфологического строения и голоценовой истории устьевой области р. Камчатки, а также активные эндогенные процессы, наиболее быстро и ощутимо влияющие на нее.

ENDOGENOUS GEOLOGICAL PROCESSES AND THE HOLOCENE HISTORY OF THE KAMCHATKA RIVER MOUTH AREA

T.K. Pinegina, A.I. Kozhurin*, V.V. Ponomareva

Senior scientist, leading scientist, Institute of Volcanology & Seismology FEB RAS

683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip, 9

Tel.: (4152) 29-77-17

E-mail: tsunami@kscnet.ru, ponomareva@kscnet.ru

*Deputy Director, Geological Institute RAS

119017 Moscow, Pijevsky, 7

Tel.: (495) 953-18-19

E-mail: anivko@yandex.ru

*GEODYNAMICS, ACTIVE TECTONICS, GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGIC STRUCTURE OF THE
TERRITORY, HOLOCENE HISTORY*

In geodynamic terms, mouth zone of the Kamchatka River may belong to the Kamchatka peninsula area. The peninsula is a tectonic block separated from the Kumroch Range by an active fault which makes the main boundary between the colliding Aleutian and Kamchatkan island arcs. All the zone studied is located within the convergent junction of the 3 biggest plates — Eurasian, North American and Pacific. The plates' interaction causes active faulting, earthquakes and tsunamis, which in their turn determine the course and peculiar features of active surface processes. The main features of geological and geomorphologic structure and Holocene history of the mouth zone of the Kamchatka River as well as basic active crustal processes obviously affecting it are discussed.

Камчатский залив, самый северный из заливов тихоокеанского побережья Камчатки, располагается в области смыкания Камчатской зоны поддвига Тихоокеанской плиты и правосдвиговых трансформных разломов Западных Алеут. На обрамлении северной части Камчатского залива расположена устьевая область р. Камчатки. В ее геолого-геоморфологическом строении запечатлелись следы воздействий цунами и вертикальных косейсми-

ческих опусканий, связанных с сильными землетрясениями в зоне субдукции, а также разрывных взбросо-сдвиговых деформаций, связанных с процессами в зоне коллизии Алеутской дуги с Камчаткой. Цель данной статьи — дать обзор современных представлений об эндогенных геологических процессах в районе устья р. Камчатки, а также показать геолого-геоморфологическую историю развития устьевой области на фоне этих процессов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Первая часть статьи представляет собой обзор существующей литературы по активной тектонике, геодинамике и сейсмичности района устьевой области р. Камчатки. Вторая часть основана на данных экспедиционных палеосейсмологических исследований, проведенных авторами в 1998–2000, 2005, 2008–2012 гг.

В работе использовался комплекс различных геологических и геоморфологических методов. К традиционным методам относятся: дешифрирование и интерпретация дистанционных материалов; полевые геоморфологические и геологические исследования, включая топографическую съемку, геоморфологические описания форм рельефа на ключевых участках и маршрутах, изучение разрывов рыхлых отложений и др. Сравнительно новыми методами являются: георадарное зондирование, тефрохронология и тефростратиграфия, картирование отложений цунами (Кожурин, Пинегина, 2011; Пинегина и др., 2010, 2012). В связи с обзорным характером статьи, более подробные комментарии относительно объема и перечня фактического материала, а также методов исследований, приведены в соответствующих ее разделах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Геодинамическое положение района

Район Камчатского полуострова (включая устьевую область р. Камчатки и прилегающую к ней с севера Столбовскую депрессию) располагается в месте сочленения двух островных дуг — Курило-Камчатской и Алеутской, в области конвергентного сочленения трех крупнейших плит — Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской (Селиверстов, 1998). По существующим на сегодня моделям, в окрестности их тройного сочленения от Евразии и Северной Америки обособились две плиты среднего размера: Охотская и Берингийская, а также более мелкий Командорский блок, включающий о. Беринга и о. Медный (Ландер и др., 1994; Apel et al., 2006; Lander, Shapiro, 2007; Левин и др., 2009).

Тихоокеанская плита пододвигается (субдуцирует) под Камчатку со скоростью ~ 8 см/год, проскальзывая по трансформному правосдвиговому разлому западного (Командорского) сегмента Алеутской зоны (Левин и др., 2002). К границам Тихоокеанской плиты приурочены наиболее сильные землетрясения в районе (рис. 1) (Гусев, 2006). Таким образом, рассматриваемый район занимает

особую геодинамическую позицию: находясь на продолжении Командорского блока, он выступает в виде связующего звена между Алеутской и Камчатской островными дугами. В настоящее время общепринятым является предположение о том, что причиной деформации Камчатского полуострова (и, вероятно, Столбовской депрессии) является коллизионное взаимодействие Алеутской и Камчатской островных дуг (Watson and Fujita, 1985; Geist and Scholl, 1994; Mackey et al., 1997; Apel et al., 2006; Левин и др., 2009). По существующим моделям жесткой коллизии основной коллизионный контакт, по мнению разных исследователей, находится (рис. 1):

1) в Камчатском проливе, в подножии восточного подводного склона Камчатского полуострова (Geist, Scholl, 1994);

2) в пределах юго-восточной части Камчатского полуострова, которая в этом случае составляет единый блок с Командорской частью Алеут (Freitag et al., 2001; Gaedicke et al., 2000).

Возможным представляется и относительно свободное перемещение Камчатского полуострова (мягкая коллизия), с компонентой вращения по часовой стрелке, вызываемой неравномерным давлением на него продольных блоков Западных Алеут, перемещающихся со скоростью, возрастающей в сторону Тихоокеанской плиты (Kozhurin, 2007). В такой модели Западные Алеуты, включая полуостров Камчатский (и устьевую область р. Камчатки), движутся не как единый жесткий блок, а состоят из нескольких относительно мелких блоков, способных перемещаться друг относительно друга. При этом на Камчатском полуострове существуют активные структуры, которые можно считать результатом коллизионного взаимодействия Камчатской и Алеутской дуг. Главный коллизионный контакт двух дуг, в рамках модели мягкой коллизии, может находиться к западу от Камчатского полуострова (Кожурин, Пинегина, 2011), сближающегося с Камчаткой и пододвигающегося под хр. Кумроч (рис. 1).

Краткая характеристика инструментальной сейсмичности в районе

Сильные землетрясения, как коровые так и субдукционные, являются одним из проявлений тектонических процессов, на фоне которых происходит развитие природной среды территории. В данной статье под «сильными» подразумеваются коровые землетрясения с $M \geq 6$ и субдукционные с $M \geq 8$, т. к. такие землетрясения связаны с крупноамплитудными подвижками по разломам и ча-

сто сопровождаются деформациями, видимыми в рельефе, как разрывными, так и пликативными.

Камчатская и Алеутская сейсмофокальные зоны резко отличаются по характеру сейсмичности (Geist and Scholl, 1994). В соответствии с движением Тихоокеанской плиты, в Камчатской зоне

субдукции фиксируются взбросовые и надвиговые подвижки, а на западном (Командорском) сегменте Алеутской зоны преобладают правосторонние сдвиги (Global CMT catalog). Правосторонние сдвиги наблюдаются на обоих бортах Командорского блока, что отражает его автономное, более

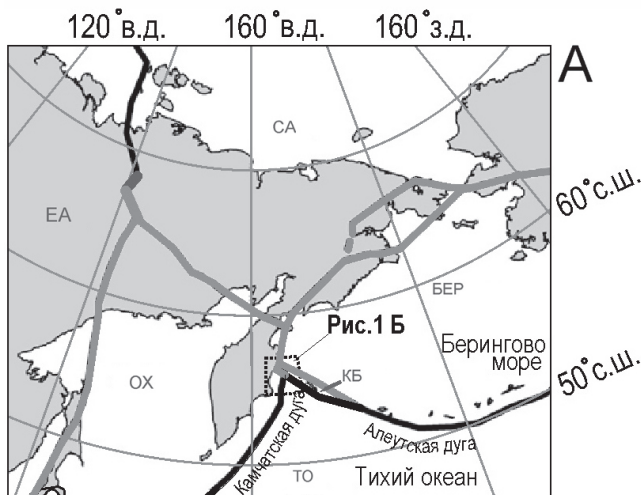
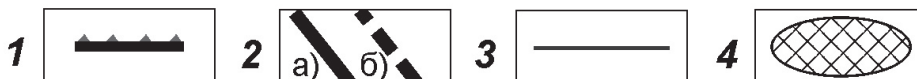
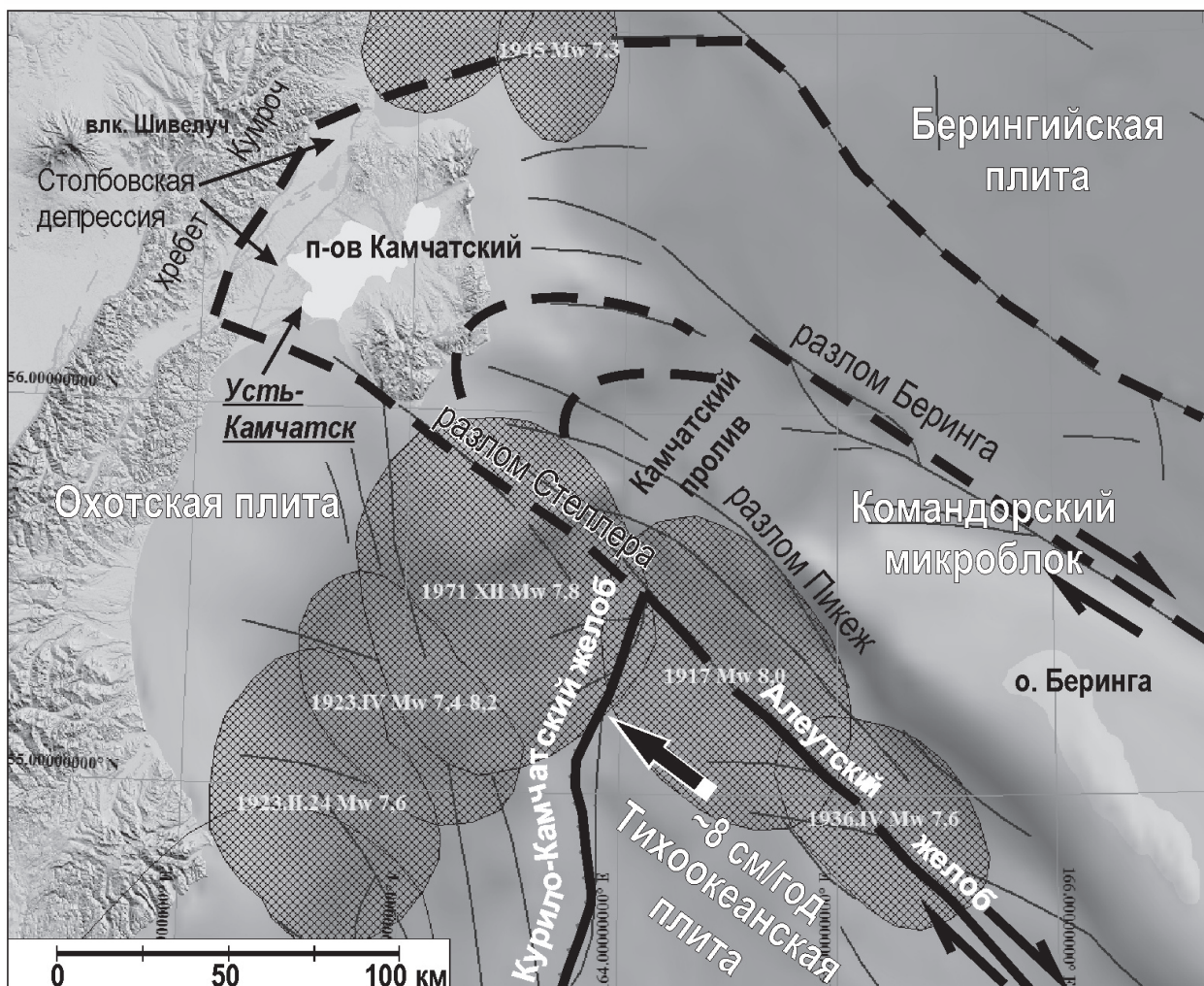


Рис. 1. Тектоническая схема района Камчатского полуострова. А — Границы литосферных плит достоверные (черные линии) и предполагаемые (серые линии): ТО — Тихоокеанской, ЕА — Евразийской, ОХ — Охотской, СА — Североамериканской, БЕР — Берингийской, КБ — Командорского микроблока; Б: 1 — главный надвиг, сопряженный с Камчатской зоной субдукции; 2 — границы Командорского микроблока и Берингийской плиты: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — подводные разломы (Селиверстов, 1998, 2009); 4 — очаги крупнейших исторических землетрясений, цифрами показаны год, месяц и магнитуда землетрясений (Гусев, 2006)



медленное по сравнению с Тихим океаном, скольжение вдоль трансформной границы на северо-запад.

Сейсмичность района полуострова Камчатский, включая устьевую область р. Камчатки и Столбовскую депрессию, не может быть отнесена ни к одной из двух примыкающих сейсмофокальных зон, и имеет определенные отличия от каждой из них (Пинегина и др., 2010). В районе полуострова Камчатский регистрируются в основном мелкофокусные землетрясения в слое глубиной до 50 км, в то время как непосредственно юго-западнее, в Камчатском заливе и дальше, вдоль простирающегося Камчатского желоба, главное поле гипоцентров субдукционных землетрясений находится на 20–30 км глубже. Часть мелкофокусных и отдельные промежуточные землетрясения глубиной до 120 км в районе полуострова Камчатский, как и восточнее, под Командорскими о-вами, по-видимому, могут быть связаны с горизонтальным движением на северо-запад наклоненного на северо-восток Тихоокеанского слэба, погружившегося под Алеутскую дугу.

В Камчатском проливе землетрясения концентрируются вдоль трансформных разломов Беринга, Пикежа и Стеллера (Селиверстов, 1998, 2009). Западнее, при переходе к шельфу полуострова Камчатский, эта закономерность нарушается, и эпицентры землетрясений занимают всю фронтальную часть Командорского блока между ограничивающими его разломами, а также южную часть полуострова.

Среди механизмов землетрясений района полуострова Камчатский преобладают взбросы с субгоризонтальной осью сжатия, ориентированной СЗ–ЮВ (Global CMT catalog). Это относится и к среднему тензору, построенному по всем решениям в этой области (исключая землетрясение 1971 г.) (Пинегина и др., 2010). Как следствие, приближенно можно считать, что в направлении СЗ–ЮВ проходит сжатие района.

Таким образом, в среднем механизмы землетрясений области сочленения дуг близки к камчатским, но существенно отличаются от командорских. Однако, несмотря на небольшой размер имеющейся выборки, можно заключить, что для этого района характерно большее разнообразие тензоров движений, чем для прилегающих зон. Главные характеристики сейсмичности района полуострова Камчатский — распределение землетрясений в 50-километровом приповерхностном слое и СЗ–ЮВ ориентация оси тектонического сжатия — подтверждают представление о сбли-

жении Командорского блока с Камчаткой. Разнообразие наблюдаемых механизмов землетрясений указывает также на современную раздробленность территории и значительные относительные перемещения составляющих ее блоков, в том числе косейсмические (Пинегина и др., 2010; Кожурин, Пинегина, 2011).

Можно полагать, что неоднородность механизмов сейсмических событий определяется включением в них как событий, связанных со взаимодействием блока полуострова, как целого, с Командорским блоком и Камчаткой, так и событий, связанных с деформацией самого полуострова.

Землетрясения в зоне субдукции в связи с вертикальными косейсмическими деформациями побережья и цунами

Вертикальные косейсмические деформации.

Согласно геологическим, геодезическим и GPS данным, сильные межплитные субдукционные землетрясения сопровождаются вертикальными косейсмическими деформациями на побережьях, расположенных даже в нескольких сотнях километров от глубоководных желобов (рис. 2) (McCalpin, 2009). Наблюдения, проведенные после нескольких крупнейших исторических землетрясений (Чилийского, 1960, $M_w = 9,5$; Аляскинского, 1964, $M_w = 9,2$; Индонезийского, 2004, $M_w = 9,5$; Чилийского, 2010, $M_w = 8,8$; Японского (Тохоку), 2011, $M_w = 9,1$), показали, что земная поверхность,

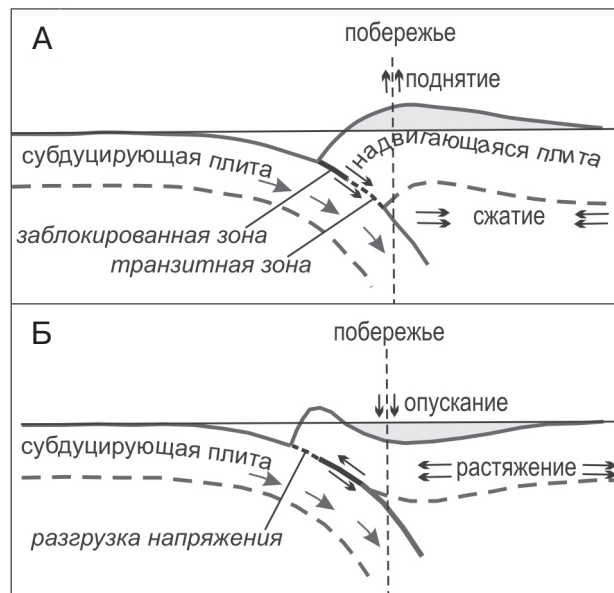


Рис. 2. Упрощенная модель деформаций в области субдукционного взаимодействия литосферных плит (по Massalpin, 2009): А — интерсейсмическая стадия аккумуляции упругих напряжений; Б — косейсмическая стадия разгрузки напряжений в момент реализации подвижки по разлому.

прилегающая к мелкой части очага на взброшенном крыле, во время субдукционного землетрясения испытывает поднятие, а область, расположенная ближе к вулканической дуге, над более глубокой частью очага, погружается. Для землетрясений с магнитудами $M < 8$ такая закономерность также справедлива, однако амплитуды вертикальных движений, связанных с ними, на большом удалении от разлома незначительны и регистрируются обычно лишь инструментально. Амплитуды же косейсмических опусканий от наиболее сильных землетрясений могут достигать на побережье первых метров, что вызывает последующий размыв части берега и перестройку всей зоны активного пляжа.

В настоящее время не имеется достаточного количества геологических данных, чтобы однозначно утверждать, может ли территория устьевой области р. Камчатки испытывать подобные разнонаправленные во времени вертикальные деформации от влияния расположенного напротив краевого северного сегмента Курило-Камчатской зоны субдукции. Можно предложить две гипотезы.

Гипотеза 1. По принятой на сегодня модели (McCalpin, 2009), на побережье Камчатского залива в интерсейсмический промежуток времени может происходить воздымание (в условиях сжатия сближающихся Охотской и Тихоокеанской плит). В косейсмический и, скорее всего, в постсейсмический промежутки сейсмического цикла краевая часть Охотской плиты проскальзывает в сторону Тихого океана, при этом опускаясь. В связи с такими движениями, морские аккумулятивные террасы на побережьях периодически либо опускаются и размываются, либо воздымаются и выдвигаются в сторону моря. Результирующие (остаточные) вертикальные деформации, накопившиеся за несколько сейсмических циклов, могут быть невелики и даже приближаться к нулевым.

Гипотеза 2. Некоторые исследователи (Levin et al., 2002; Park et al., 2002) предполагают, что ничем не поддерживаемый сбоку (с севера) край погруженной части Тихоокеанской плиты может испытывать деформации кручения, всплывать. Особые свойства (механические, реологические) северной краевой части Тихоокеанской плиты могут влиять и на процесс накопления упругих деформаций в зоне субдукции (их максимально возможную величину и скорость). Таким образом, вероятным представляется наличие вариаций в параметрах поддвига вдоль Камчатской зоны субдукции и отсутствие заметных косейсмических вертикальных деформаций на побережье Камчат-

ского залива. В пользу такого предположения свидетельствует тот факт, что за время исторических сейсмологических наблюдений в северном сегменте Камчатской зоны субдукции не происходило таких катастрофических мультисегментных землетрясений, как на юге Камчатки (таких, как события 1737 и 1952 гг. с $M_w \sim 9$).

Считается, что уровень моря в голоцене стабилизировался в интервале 5,5–6,5 тыс. лет назад (Douglas, 2001; Antonioli et al., 2004; Bourgeois et al., 2006). В связи с этим, на стабильных или воздымающихся побережьях должны присутствовать морские голоценовые террасы, образовавшиеся за последние ~6 тыс. лет. Однако, согласно нашим данным (Bourgeois, Pinegina, 2011; Пинегина и др., 2012), возраст наиболее древних аккумулятивных голоценовых морских террас на побережье Камчатского залива не превышает 1,5–3 тыс. лет. Так, например, в северной части Камчатского залива самый древний из сохранившихся береговых валов был сформирован около 3 тыс. лет назад (Пинегина и др., 2012). Вместе с тем возраст торфяника, образовавшегося на лагунных отложениях за древнейшим береговым валом, составляет около 6 тыс. лет. Это свидетельствует о том, что валы, образованные ранее 3 тыс. лет назад, были размывы. Такой размыв береговых валов вдоль всего побережья мог быть вызван крупноамплитудным опусканием берега. В пользу вероятности косейсмических опусканий побережья Камчатского залива свидетельствует наличие в торфяниках, расположенных на удалении около 5–10 км от линии современного побережья, довольно мощных прослоев песков и суглинков (например, в разрезе Черного Яра (Певзнер и др., 1997)). Возможно, эти пески и суглинки отложились в результате косейсмических опусканий всего побережья и затопления поверхности торфяников. Данные по бурению озера Нерпичьего (Пинегина, не опубликовано) также указывают на вероятность крупноамплитудных колебаний относительного уровня моря в среднем – позднем голоцене, которые сказались на ассоциациях диатомовых водорослей в озерных осадках.

В заключение к вышесказанному отметим, что в настоящее время все еще не имеется достаточного количества фактических данных, чтобы с уверенностью говорить о наличии или отсутствии в устьевой части р. Камчатки вертикальных движений, связанных с субдукционным сейсмическим циклом.

Цунами. Наиболее сильные землетрясения в районе (в том числе цунамигенерирующие) при-

урочены к границам Тихоокеанской плиты (Гусев, 2006) (рис. 1). По историческим данным, очаги сильнейших цунами, действовавших на пос. Усть-Камчатск и устьевую область р. Камчатки, располагались в пределах северного отрезка Камчатской зоны субдукции. Цунами от источников на юге Камчатки, в Беринговом море, а также цунами от удаленных источников (например, подошедшие из Южной Америки) в районе Усть-Камчатска имели небольшую интенсивность (заплеск <5 м) (Заякин, Лучинина, 1987). Возможность возникновения сильных цунами от очагов землетрясений по границам Командорского блока — вопрос, в настоящее время не имеющий однозначного ответа. За период инструментальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г.) в Камчатском заливе произошли два близких землетрясения, сопровождавшихся небольшими цунами — 15.12.1971 ($M = 7,8$) и 28.12.1984 ($M = 7,5$). По историческим описаниям, очень сильно землетрясения ощущались в районе в 1737 (вероятно, сопровождалось сильным цунами), 1791, 1792 (вероятно, цунами?), 1807, 1923 (разрушительное цунами), 1936 (вероятно, небольшое цунами) годах (Годзиковская, 2009; Заякин, Лучинина, 1987). Небольшие цунами от камчатских и удаленных источников были зафиксированы в районе Усть-Камчатска также в 1952, 1960, 1969, 2001, 2010 годах (Worldwide..., 2000).

Благодаря большой длине волн, цунами способны затоплять побережье на расстояние нескольких километров вглубь суши, а скорость распространения цунами на побережье может достигать нескольких десятков метров в секунду. После значительных цунами (>5 м) на берегу практически всегда остаются характерные эрозионные формы рельефа (борозды, каналы, фестоны, выемки) и аккумулятивные отложения (MacInnes et al., 2009a, b). Волны воздействуют на берег как прямым, так и обратным потоком, причем, в зависимости от геоморфологии побережья, обратный поток может воздействовать не менее интенсивно, чем прямой. Прямой поток цунами можно разделить на зоны ускоряющегося, квазистабильного и замедляющегося потока (Jaffe, Gelfenbaum, 2007). Соответственно, ближе к урезу, в зоне ускоряющегося потока, происходит размыв, а дальше от уреза, в зоне квазистабильного и замедляющегося потока, аккумуляция материала. Так как цунами, как правило, подходит к побережью в виде серии волн, разделение побережья на зоны эрозии и аккумуляции в некоторой степени условно, поскольку, например, зона эрозии первой волны может быть зоной акку-

муляции последующих волн, и наоборот. Поэтому в каждом конкретном случае можно говорить лишь о преобладании цунамигенного размыва или аккумуляции на том или ином участке берега (Кравчуновская и др., 2008; Пинегина, 2011).

В нескольких случаях исследователям удалось измерить топографические профили на одном и том же участке побережья до цунами и после (Пинегина и др., 2008; MacInnes et al., 2009a, b). Эти данные позволили оценить количественное соотношение между объемом материала эродированного и аккумулярованного на берегу во время цунами. Во всех изученных случаях объем материала, перемещенного в результате эрозии, намного превосходил объем отложенного. Так, например, при высоте цунами менее 8 метров объем эрозии превышал объем аккумуляции в 5–15 раз. При высоте цунами свыше 15 метров объем эрозии превышал объем аккумуляции в 30–40 раз. Мощность аккумулятивных отложений цунами в целом уменьшается от моря в сторону суши и обычно не превышает 25 см, повышенная мощность отложений локально может наблюдаться в понижениях рельефа, перед крутыми уступами береговых валов. Необходимо отметить, что цунами способны оказывать моделирующий эффект на прибрежные формы рельефа, но новые формы рельефа (например, береговые валы) не создает. Часто после цунами устья рек оказываются расширены или, наоборот, замыты, русла рек могут быть забиты бревнами и другим материалом, принесенным водой. Однако все эти эффекты довольно быстро нивелируются флювиальными процессами и штормовой деятельностью.

Исследования показали, что верхняя граница распространения отложений цунами очень близка (как правило, в пределах нескольких десятков метров по горизонтали) к границе максимального заплеска цунами (Пинегина и др., 2008; MacInnes et al., 2009b). Таким образом, изучение аккумулятивных отложений цунами является наиболее надежным методом и чаще всего используется при восстановлении величин вертикального и горизонтального заплеска цунами. Методика изучения отложений цунами подробно описана в ряде работ (Пинегина и др., 2000; Bourgeois et al., 2006; Pinegina et al., 2003; Pinegina, Bourgeois, 2001), поэтому в данной статье она не излагается. На основе изучения отложений палеоцунами, для Камчатского залива были получены данные по повторяемости сильных землетрясений в зоне субдукции и параметрам вызванных ими цунами (Пинегина, 2011; Пинегина и др., 2012).

В шурфах, заложенных на поверхности морской террасы на правом берегу у устья р. Камчатки, были выявлены восемь горизонтов отложений цунами, произошедших в последние ~2500 лет. Основные параметры этих событий приведены в таблице 1. Возраст событий цунами и погрешность определений возраста рассчитана по радиоуглеродным датам, полученным для подстилающих и перекрывающих отложения цунами вулканических пеплов (Пинегина и др., 2012).

Приведенные в таблице 1 значения по дальности заплеска и высотам палеоцунами в ряде случаев могут быть существенно занижены. Это связано с тем, что: а) оценки основаны лишь на высоте самого высокого берегового вала, через который переклестнула волна; б) точность определения положения береговой линии, существовавшей на момент цунами, определяется разрешающей способностью метода тефрохронологии (точностью 14-С датировки пеплов и количеством идентифицированных пеплов в районе исследования). Вместе с тем можно утверждать, что все идентифицированные цунами были довольно сильными. Так, например, Чилийское цунами 1960 г. с высотой волн вдоль побережья Камчатского залива 2–4 м (Заякин, Лучинина, 1987) отложений цунами на побережье в районе Усть-Камчатка не оставило, т. е. горизонтальный заплеск не превысил зоны штормовой досягаемости.

Из исторических описаний не ясно, наблюдалось ли в районе Усть-Камчатка цунами в 1737 г. Дело в том, что населенного пункта на побережье в то время не существовало, а ближайшее село Нижнекамчатск находилось в 30 км вверх по р. Камчатке. Вместе с тем, макросейсмические описания землетрясения 04.11.1737 (Годзиковская, 2009) позволяют предположить, что цунами все

же было, и связать с ним цунамигенный горизонт, залегающий ниже отложений 1923 г.

В литературе (Годзиковская, 2009) имеется также упоминание о цунами 22.08.1792. Однако характер описания данного события позволяет усомниться в его реальности (указывается, что цунами наблюдалось одновременно в с. Паратунка и в с. Усть-Камчатск, несмотря на то, что с. Паратунка находилось на р. Паратунке, впадающей в Авачинскую бухту). В связи с вышесказанным, а также на основании того, что в разрезах за последние ~300 лет был идентифицирован лишь один горизонт отложений цунами (помимо горизонта 1923 г.), скорее всего, сильное цунами в районе произошло в 1737, а не в 1792 г. По своей интенсивности (табл. 1) это событие было примерно сопоставимо с цунами 1923 г.

Итак, по полученным палеосейсмологическим данным, за последние ~2500 лет сильные цунами (вероятнее всего, от местных землетрясений в зоне субдукции) происходили в Камчатском заливе в среднем раз в 312 лет. Более слабые цунами, также представляющие угрозу для пос. Усть-Камчатск, происходят значительно чаще. Только после 1923 г. здесь было зарегистрировано 8 цунами от локальных и удаленных источников. Необходимо отметить, что распределение землетрясений и цунами во времени не линейно, т. е. при средней повторяемости в 300 лет некоторые события могли быть сближены, а другие — разделяться более продолжительными промежутками времени (Пинегина, 2011).

Активные коровые разломы

Рельеф Камчатского полуострова с примыкающей к нему с запада Столбовской депрессией и устьевой областью р. Камчатки нарушен целым рядом активных разрывных нарушений всех типов (с преобладанием сдвигов, взбросов и надвигов в условиях тектонического сжатия района) (Кожурин, Пинегина, 2011; Freitag et al., 2001; Kozhurin, 2004, 2007). Наличие активных разломов (рис. 3) предполагает происходящие время от времени подвижки по ним, сопровождающиеся мелкофокусными землетрясениями, с выходом сейсморазрывов на земную поверхность. По эмпирическим данным, сейсморазрывы, как правило, вспарывают земную поверхность, если энергия сопровождающего подвижку землетрясения соответствует $M \sim 6$ и выше (Wells, Coppersmith, 1994). Таким образом, подвижки по активным разломам оказывают влияние на современный геоморфологический облик территории. По данным полевого изу-

Таблица 1. Данные об исторических и палеоцунами в районе пос. Усть-Камчатск

№	Возраст события	Минимальная высота заплеска, м	Минимальная дальность заплеска, м
1	1923 ¹	> 6	> 1800
2	1737 (1792?) ¹	> 8	> 1600
3	550 ± 250	> 6	> 500
4	1075 ± 275	> 4,5	> 600
5	1425 ± 75	> 4	> 250
6	1575 ± 75	> 4	> 200
7	1775 ± 125	> 7	> 300
8	2200 ± 300	> 8	> 500

Примечание: 1 — возраст событий цунами в годах нашей эры (для исторических событий); для остальных цунами округленный возраст указан в годах до 1950 г.

чения (Kozhurin, 2007; Кожурин и др., 2008), подвижки в районе имеют импульсный характер. Кинематика разломов не изменяется на протяжении длительного периода времени (сотни тысяч лет), поэтому направление движений по ним постоянно, а амплитуда горизонтальных и вертикальных движений накапливается, благодаря чему активные разломы хорошо видны в рельефе.

Один из наиболее детально изученных в районе активных разломов, названный Усть-Камчатским (Пинегина и др., 2012), пересекает р. Камчатку в районе Черного Яра, деформирует плоскую заболоченную поверхность Столбовской депрессии и часть береговых валов на морской аккумулятивной террасе по правую сторону от устья р. Камчатки (рис. 3). Простираение разло-

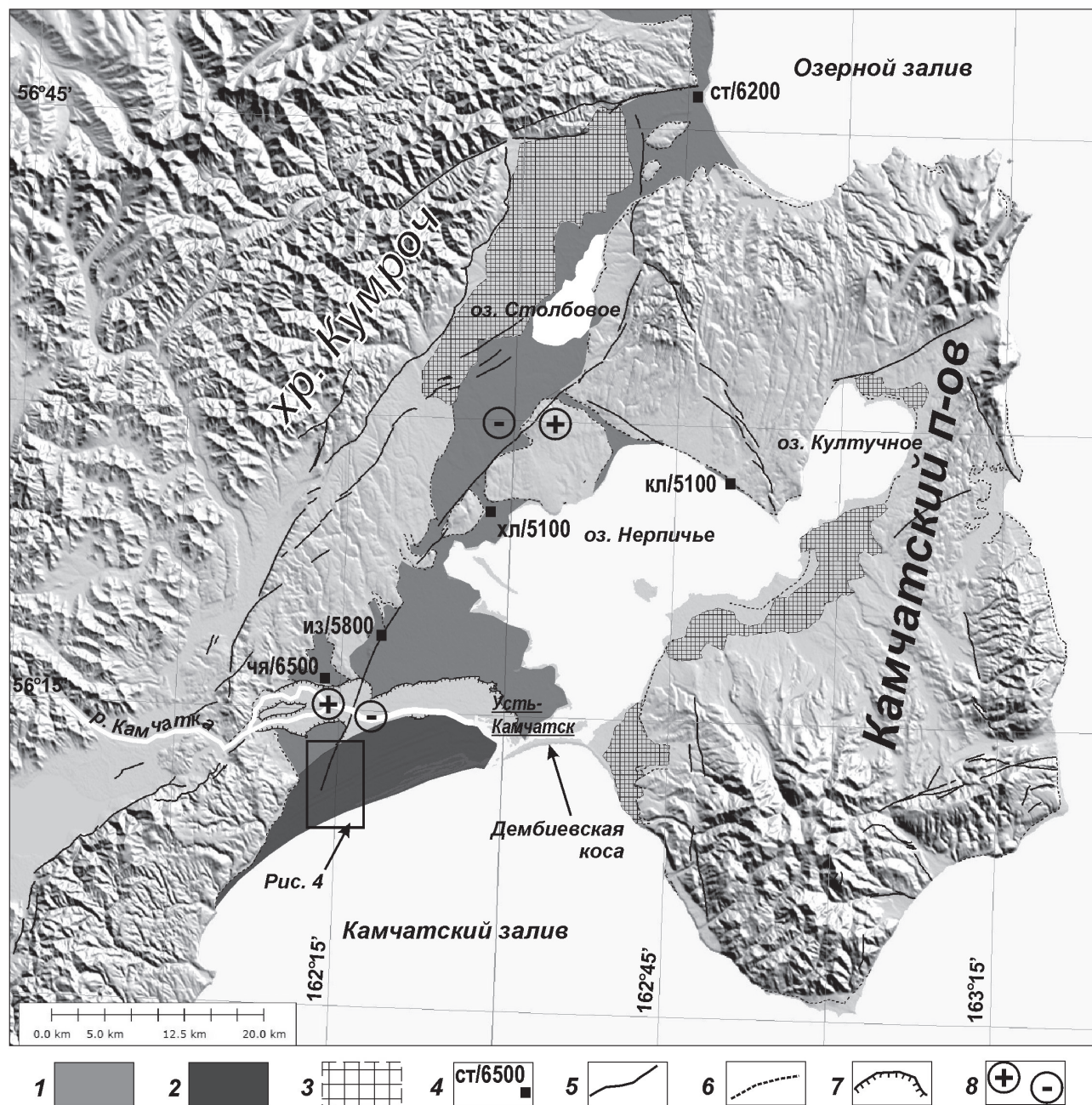


Рис. 3. Геоморфологическая схема, отражающая принципиально важные для восстановления истории развития устьевой области р. Камчатки и прилегающих территорий формы рельефа: 1 — голоценовые торфяники; 2 — голоценовая морская аккумулятивная терраса на правобережье р. Камчатки; 3 — позднеплейстоцен-голоценовые пролювиально-делювиальные конуса выноса; 4 — возраст основания торфа (л. н. от 1950 г.). Буквами обозначены опорные разрезы: чя — Черный Яр, из — Извилистый, хл — Халница, кл — Култук, ст — Столбовой; 5 — активные разломы; 6 — выраженный в рельефе абразионный уступ, соответствующий максимальному уровню моря в голоцене (около 6,5 тыс. л. н.); 7 — границы долины р. Камчатки в ее нижнем течении; 8 — поднятые (+) и опущенные (-) крылья активных разломов

ма — ССВ (азимут от 15° на юге до $25\text{--}30^\circ$ на севере). Протяженность видимой на земной поверхности линии разлома составляет 20–25 км. Очевидно, что разлом продолжается и в акваторию Камчатского залива, и приведенное значение — только минимальная оценка его длины. В рельефе разлом выглядит в виде ступени с опущенным юго-восточным крылом. Высота разломного уступа в молодых голоценовых формах рельефа составляет в среднем 2–4 м. Судя по полученным данным, за последние ~5800 лет по Усть-Камчатскому разлому произошло 3 или 4 подвижки: 5800–5600, ~4700 и 300–800 л. н. в северной части и ~1700 л. н. в южной (в районе береговых валов). Если исключить из рассмотрения событие ~4700 л. н., которое могло быть связано с подвижкой по одному из соседних разломов (Пинегина и др., 2012), то в целом для разлома среднее значение повторяемости подвижек составляет около 2–2,5 тыс. лет. Исходя из зависимостей, полученных на основе эмпирических данных (Wells, Coppersmith, 1994; Papazachos et al., 2004), при минимальной длине в 20 км и средней амплитуде разовой подвижки в 1,5 м, было оценено, что подвижки по разлому могут генерировать землетрясения с $M_{\max} = 7 \pm 0,5$. Исходя из данных полевых определений амплитуд разовых подвижек по различным разломам (Kozhurin, 2004, 2007; Кожурин, Пинегина, 2011), такая же магнитуда ($M_{\max}$) характерна, в целом, для всех сильнейших коровых землетрясений района. Допуская, что период повторяемости подвижек по всем активным разломам в районе с единой геодинамической обстановкой примерно сопоставим, следует считать, что в целом для района повторяемость сильных коровых землетрясений может составлять 1 раз в первые сотни лет.

Воздействие вулканизма на район исследований

На Камчатке имеется около 30 вулканов, которые проявляли активность в голоцене. Ближайшие к устью р. Камчатки активные вулканы — Шивелуч, Ключевской и Безымянный — находятся на расстоянии 90–120 км, поэтому ни лавовые или пирокластические потоки, ни направленные взрывы, ни обрушения вулканических построек на устьевую область р. Камчатки непосредственно не воздействовали. Однако ряд этих процессов мог воздействовать на район исследований опосредованно, через вынос рыхлого материала водными потоками со склонов вулканов во время извержений в р. Камчатку, в результате чего происходило резкое увеличение ее твердого стока. Дополни-

тельное воздействие на различные компоненты природной среды и геоморфологические процессы в районе устья р. Камчатки было связано с пеплопадами различной интенсивности. Кроме того, в районе исследований могли ощущаться вулканотектонические землетрясения, сопровождающие подъем магмы к поверхности. Сила этих землетрясений может варьировать в широких пределах. Чаще всего такие землетрясения представляют собой опасность на расстоянии не более 30 км от вулкана. Но в некоторых случаях подъем магмы и начало извержения связаны с гораздо более сильными землетрясениями. Так, на вулкане Килауэа было зарегистрировано вулканотектоническое землетрясение с магнитудой 7,2 (Blong, 1984). На Камчатке в 1996 г. умеренное извержение вулкана Карымского предварялось землетрясением с магнитудой $M_w 7,1$, ощущавшимся в г. Петропавловске-Камчатском на расстоянии ~125 км от вулкана (Zobin et al., 2003).

Лахары, связанные с вулканическими извержениями. Особым типом лахара, по-видимому, можно считать так называемый “hyper-concentrated density current”, разновидностью которого является водно-пемзовая смесь, своеобразный лахар, в котором роль твердой составляющей играет легкая плавучая пемза. Такой поток способен переносить свою твердую часть на огромные расстояния. В результате происходят перенос и отложение огромных объемов пемзового материала, который впоследствии может подвергаться передуву и размыву. Пемзово-водные потоки могут образовываться при прорыве кратерного озера и просто при массовом таянии снега при контакте с раскаленной пирокластикой. На устьевую область р. Камчатки лахары прямым образом не воздействовали, однако их отложения могли размываться, попадать в притоки р. Камчатки и, в конечном счете, влиять на объемы твердого стока.

Пеплопады. Вулканический пепел (тефра) — пожалуй, главное и самое масштабное вулканическое «орудие поражения». Вблизи вулкана мощный слой тефры погребает растительность и может существенно изменять ландшафт. Облако, нагруженное пеплом, может переноситься на тысячи километров от места извержения. Твердые частицы тефры могут захватывать (адсорбировать) летучие соединения серы и различных галогенов и металлов, которые затем могут выпадать с дождем и осаждаться в почвах и поверхностных водах. Попадая в озера, пепел может менять структуру и продуктивность диатомовых сообществ. Влияние пепла на растительность проявляется по-разному

в зависимости от мощности его слоя. При мощности свежевывавшей тефры более 40 см практически все растения погибают. При мощности тефры от 5 до 40 см растительный покров частично сохраняется и способен восстановиться (Быкасов, 1981; Grishin et al., 1996).

Сильное эксплозивное извержение длится обычно недолго (часы, дни). Тефра, выпадая из эруптивного облака мгновенно (в геологическом смысле), образует прекрасный маркирующий горизонт, который может быть использован для корреляции удаленных разрезов и датирования различных форм рельефа и отложений (метод тефрохронологии) (Брайцева и др., 1985; Braitseva et al., 1997).

В наземных условиях пеплы сохраняются тем лучше, чем скорее накапливаются перекрывающие их осадки. Одним из лучших «архивов», сохраняющих даже маломощные, «в одно зерно», прослой пеплов, является быстро накапливающийся торф со скоростями накопления $>0,3$ мм/год. Прослой торфа, заключенные между горизонтами тефры, можно датировать с помощью радиоуглеродного метода и таким образом получить оценки возраста тефры. Образованный пеплами и погребенными гумусовыми горизонтами своеобразный «слоеный пирог» у почвоведов получил название слоисто-пепловая вулканическая почва (Соколов, 1973), а у вулканологов — почвенно-пирокластический чехол (Мелекесцев и др., 1969).

В устьевой области р. Камчатки можно встретить захороненные горизонты пеплов мощностью от нескольких миллиметров до 10 см, свидетельствующие о сильных извержениях. Общее количество таких пеплов в голоценовом разрезе не менее 30, причем они распределены в разрезе неравномерно. С учетом проведенного датирования (Певзнер и др., 1997) можно сказать, что интервалы между сильными пеплопадами составляют от первых сотен до нескольких тысяч лет. Кроме того, во всех отложениях имеются рассеянное вулканическое стекло и минералы (криптитефра), отложенные во время слабых пеплопадов или сильных пеплопадов, которые лишь краем задевали район исследований.

Большая часть пепловых прослоев, встреченных в районе, связана с извержениями ближайших вулканов — Шивелуча и Ключевского (Певзнер и др., 1997; Bourgeois et al., 2006; Пинегина и др., 2012). Пеплы вулкана Шивелуча представлены различными по гранулометрическому составу песками — от тонкозернистых до грубозернистых, а иногда даже гравием пемзы. Их мощность варьи-

рует, но чаще всего не превышает 8–10 см. Характерной особенностью тефры влк. Шивелуча является обогащенность минералами, в связи с чем она часто имеет цвет «соли с перцем», где «соль» — это пемзовые частицы, или плагиоклаз, а «перец» — темноцветные минералы. Большая часть пеплов влк. Шивелуча в данном районе по валовому составу отвечает андезитам, хотя особенно обогащенные минералами пеплы более основные и могут иметь андезито-базальтовый состав. Два голоценовых пепла влк. Шивелуч имеют базальтовый состав (Волынец и др., 1997). Пеплы вулкана Ключевского представлены в разрезах исследуемого района темно-серыми и черными тонкими песками мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. По валовому составу они отвечают базальтам и андезито-базальтам.

Несколько горизонтов пеплов, обнаруженных в голоценовых отложениях данного района, отличаются более тонким гранулометрическим составом и большим содержанием вулканического стекла. Это пеплы крупнейших извержений удаленных вулканов Ксудач и Авачинский, расположенных на Южной Камчатке, и вулкана Хангар, расположенного в Срединном хребте.

С точки зрения геолого-геоморфологических исследований, наличие горизонтов тефры в осадках существенно облегчает корреляцию и датирование форм рельефа и отложений цунами. Например, наличие вулканических пеплов между прослоями отложений цунами позволяет коррелировать и примерно датировать события цунами и, соответственно, землетрясения, которыми они были генерированы (Пинегина и др., 2000). С помощью горизонтов вулканических пеплов можно создавать сводные геологические летописи таких разных событий как вулканические извержения, этапы формирования вулканических построек, подвижки по активным разломам, цунами, изменения климата и растительности, изменения уровня моря, миграции древних людей и т. п.

Для идентификации пеплов в устьевой области р. Камчатки использовался опорный разрез торфяника Черный Яр, вскрытого в левом борту р. Камчатки примерно в 17 км выше по течению (Певзнер и др., 1997). В этом разрезе были датированы с помощью радиоуглеродного метода около десяти основных маркирующих горизонтов тефры. Для идентификации пеплов в районе Стобловской депрессии использовался опорный разрез р. Подгорной (Bourgeois et al., 2006). Корреляция пеплов проводилась методом их непосредственного прослеживания от наших разрезов к опорному

разрезу. Если было необходимо рассчитать длительность периода покоя между отдельными событиями, мы проводили калибровку радиоуглеродных дат с помощью программы Calib 6.0 и получали т. н. калиброванный возраст в годах до 1950 г. (Stuiver, Reimer, 1993; www.calib.org).

ГЕОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РАЙОНА В ГОЛОЦЕНЕ

В данном разделе кратко описаны ключевые моменты в истории формирования современного облика устьевой области р. Камчатки. В устьевой области можно выделить морскую аккумулятивную террасу на правом берегу р. Камчатки, Столбовскую депрессию с развитыми здесь торфяниками, долину р. Камчатки с серией речных террас, озера Нерпичье и Култучное с серией озерных террас по их периметру.

Морская аккумулятивная терраса на правобережье р. Камчатки

На правом берегу от устья р. Камчатки располагается морская аккумулятивная терраса шириной до 5 км и длиной около 25 км. Для выяснения истории формирования террасы с помощью нивелира от уреза воды перпендикулярно простиранию береговых валов был измерен топографический профиль, вдоль профиля на каждой серии береговых валов закладывались шурфы и описывались вскрытые ими разрезы (рис. 3, 4). Примерный возраст валов, т. е. то время, когда они перестали быть активными, определялся по возрасту вулканических пеплов в основании перекрывающих валы почв. Полученные данные (Пинегина и др., 2012) позволили примерно определить положение береговой линии в различные промежутки времени и, тем самым, реконструировать историю формирования морской аккумулятивной террасы (рис. 4).

Ширина современного активного пляжа, на котором отсутствует почвенный чехол и вулканические пеплы не сохраняются, составляет около 200 м. Мощность почвенно-пирокластических чехлов во всех описанных разрезах не превосходит 50 см. Самый древний из сохранившихся берего-

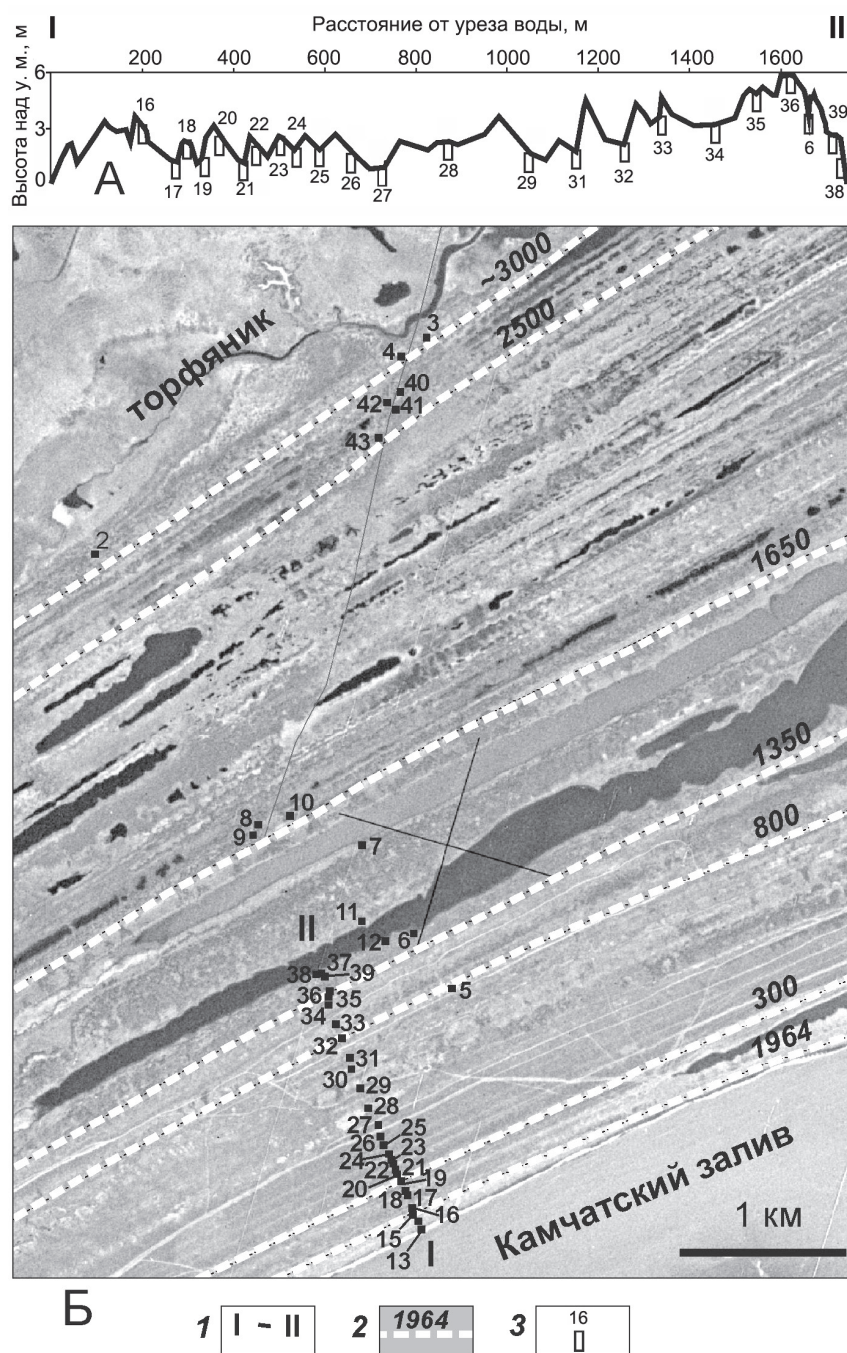


Рис. 4. Результаты исследований морской аккумулятивной террасы. А — Топографический профиль I–II, измеренный вкрест простирания береговых валов; Б — фрагмент аэрофотоснимка с положением и номерами геологических шурфов: 1 — положение топографического профиля, измеренного через морскую террасу; 2 — положение верхней границы активного пляжа на определенные моменты времени (л. н. от 1950 г. для всех границ древнее 1964 г. н. э.); 3 — положение и номера шурфов, заложенных вдоль топографического профиля I–II

вых валов сформировался вскоре после выпадения вулканического пепла Ш₂₈₀₀ (~3000 л. н.). Если рассматривать наиболее хорошо в геоморфологическом плане сохранившийся участок берега, через который был измерен топографический профиль, то можно сказать, что за последние ~1500 лет (между пеплом влк. Шивелуч, выпавшим ~1500 л. н., и пеплом извержения 1964 г.) берег поднялся примерно на 2,5 м, при средней скорости поднятия примерно 1,5 мм/год. Скорость проградации берега за этот же период составила 0,8–0,9 м/год.

На рис. 4 показаны положения береговых линий на различные моменты времени. Если рассматривать небольшие интервалы времени между ближайшими по времени вулканическими пеплами, то видно, что скорость проградации сильно варьировала во времени (например, в промежуток 1350–1650 л. н. она была почти в 4 раза выше, чем в промежуток 800–1350 л. н.). Это может объясняться тем, что в некоторые промежутки времени морская терраса частично размывалась. Если допустить, что количество терригенных осадков, выносимых р. Камчаткой в среднем–позднем голоцене, было примерно постоянно, то такие размывы морской террасы могли быть связаны с косейсмическим опусканием побережья. Второе возможное объяснение разной скорости проградации морской террасы в разные промежутки времени — изменение количества выносимых р. Камчаткой осадков в результате размыва крупных лахаров. Вместе с тем в ходе геологических исследований морской террасы мы не заметили, чтобы отложения разновозрастных активных морских пляжей отличались по составу (имели повышенное содержание пирокластики). Третье предположение — многокилометровые миграции устья р. Камчатки вдоль побережья Камчатского залива. Однако этот вопрос требует дополнительных исследований, т. к. на основе анализа космических и аэрофотоснимков, заметных флуктуаций в ширине разновозрастных серий береговых валов вдоль побережья на первый взгляд не видно.

В целом топографический профиль, измеренный через террасу, имеет слабый наклон в сторону моря (более древние валы гипсометрически более высокие), таким образом, за время формирования террасы суша испытала результирующее поднятие. При более детальном рассмотрении видно, что на топографическом профиле имеется несколько перегибов. Один из таких перегибов наблюдается в точке, где был заложен шурф 27 (рис. 4). Профиль мористее этой точки и до шурфа 17 менее

крут и может быть описан практически прямой линией. Крайне интересен отрезок от шурфа 17 и мористее: на профиле видно, что береговой вал, на котором сохранилась тефра Ш1964, примерно на 1 м выше вала, на котором залегает тефра влк. Ключевской предположительно 1878 г. н. э. Весьма вероятно, что такая разница в высоте близких по возрасту валов связана с небольшим по амплитуде косейсмическим опусканием побережья во время сильнейшего в районе исторического землетрясения 14 апреля 1923 г. По ретроспективной оценке сейсмологов, магнитуда землетрясения M_w составляла 7,4–8,2 (Гусев, 2006). Если принять во внимание вероятность косейсмического опускания побережья в момент землетрясения, то верхний порог магнитудного интервала представляется более предпочтительным.

Столбовская депрессия

Столбовской депрессией названа болотистая низменность к востоку от восточного борта хребта Кумроч, протянувшаяся в ССВ–ЮЮЗ направлении на примерно 60 км при средней ширине около 10 км. Вся территорию Столбовской депрессии перекрывают торфяники мощностью от 2 до 4 м (Пинегина и др., 2012). В основании торфяников залегают серые суглинки и тонкие пески без видимой слоистости, которые были интерпретированы исследователями как озерные и лагунные отложения (Bourgeois et al., 2006; Пинегина и др., 2012). Начало зарастания мелководного водоема, занимающего Столбовскую депрессию, начало происходить в интервале 6500–5100 л. н., т. е. субсинхронно с периодом максимального уровня моря в голоцене (рис. 3). Вероятно, что более раннее начало формирования торфяника Черного Яра (Певзнер и др., 1997), по сравнению с другими описанными торфяниками (Bourgeois et al., 2006; Пинегина и др., 2012), связано с тем, что он находится в поднятом крыле Усть-Камчатского разлома.

По-видимому, даже во время голоценового максимума уровня моря мелководный водоем отделялся от открытого моря береговыми валами, и его зарастание происходило на фоне постепенного обмеления вследствие выпадения тонких осадков при отсутствии высокой волновой активности. Большое количество материала поступало в водоем, по-видимому, не только из р. Камчатки и впадающих в него водотоков, но и за счет крупных пролювиально-делювиальных конусов выноса со склонов хребта Кумроч (рис. 3). Древние береговые валы, отделявшие мелководный водоем от открытого моря, сохранились частично лишь на ССВ

Столбовской депрессии (Bourgeois et al., 2006) и были полностью уничтожены в ее ЮЮЗ части.

По данным дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков КН-9 (разрешение около 4 м на 1 пиксель), было откартировано положение наиболее древнего выраженного в рельефе абразионного уступа, соответствующего максимальному уровню моря в голоцене (рис. 3). Уступ ограничивает Столбовскую депрессию с запада. Вероятно, в своей самой южной части, там, где он граничит с морской аккумулятивной террасой, абразионный уступ является морским, на остальном своем протяжении он, по-видимому, оконтуривает мелководный водоем и является озерно-лагунным. Хорошая выраженность абразионного уступа, сформированного в условиях отделенного от моря водоема с относительно низкой волновой энергией, может объясняться тем, что он является унаследованным и совпадает пространственно с абразионным уступом, сформированным около 120–130 тыс. л. н. (MIS 5 e), когда относительный уровень моря примерно соответствовал современному либо незначительно превышал его (Pedoja et al., 2006). В то время вся Столбовская депрессия могла являться морским проливом, отделяющим хребты Камчатского полуострова от хребта Кумроч. В пользу такого предположения свидетельствует наличие свежих, не литифицированных морских отложений, вскрытых в обрывах р. Халницы в поднятом крыле секущего реку разлома (рис. 3). Ввиду отсутствия в пределах Столбовской депрессии морских голоценовых аккумулятивных форм рельефа и отложений, остается лишь сделать вывод, что в голоцене морской пролив здесь уже не существовал, а находилось мелководное озеро или лагуна.

На месте некогда обширного мелководного водоема в настоящее время осталось оз. Столбовое, длиной 11 и шириной до 5 км. По полученным в 2011 г. данным, глубина озера не превышает 4 м, а его средняя глубина лежит в интервале 2–3 м (рис. 5). В настоящее время озеро активно зарастает, и его акватория постепенно сокращается. С помощью георадарной съемки были изучены строение и морфология озерной котловины. Дно оказалось ровным, практически горизонтальным, видимая на радарограмме мощность озерных отложений составляет как минимум 4 м. Ниже по профилю электромагнитный сигнал затухает, вероятно из-за наличия суглинистых отложений, препятствующих его прохождению.

Активные разломы, секущие Столбовскую депрессию, оказывают влияние на ее морфологию,

уровень грунтовых вод, гидрологический режим и скорость торфообразования. Высота разломных уступов, видимых в позднеплейстоцен-голоценовом рельефе, составляет от одного метра до первых десятков метров, повторяемость подвижек по одному отдельно взятому разлому оценена нами в первые тысячи лет, общая повторяемость подвижек составляет первые сотни лет (Kozhurin, 2004, 2007; Кожурин, Пинегина, 2011).

Долина р. Камчатки в приустьевой области

В позднем плейстоцене – раннем голоцене, когда абсолютный уровень моря был ниже современного примерно на 120 м, устьевая область р. Камчатки находилась на месте современного континентального шельфа в Камчатском заливе. Понижения на месте современных котловин озер Нерпичье, Култучное, Столбовской депрессии, по-видимому, заполнялись ледниковыми, водноледниковыми и пролювиальными отложениями. Подтверждает это предположение тот факт, что поверхность современного рельефа от р. Асхавы (к востоку от хребта Кумроч) и до западных склонов хребтов полуострова Камчатский покрыта плащом таких отложений ранне- и позднеплейстоценового возраста (Q_1, Q_{III}^{2}) (Государственная геологическая карта..., 1999). В среднем голоцене, когда уровень моря приблизился к современному, в устьевой области р. Камчатки была сформирована новая, голоценовая долина реки. Границы долины р. Камчатки были выделены на основе дешифрирования аэрофото- и космических снимков и показаны на рис. 3. Все террасы в нижнем течении имеют средне-позднеголоценовый возраст. Река активно меандрирует, срезая и размывая свои же аккумулятивные террасы, и, таким образом, низкая и высокая поймы являются самыми распространенными по площади террасами. Там, где река протекает вдоль тыловой части морской аккумулятивной террасы, она частично подрезает ее, размывая береговые валы возраста около 2–3 тыс. лет, что также свидетельствует в пользу молодости выраженных в рельефе речных террас. После начала торфообразования в Столбовской депрессии русло реки Камчатки, по-видимому, также находилось в пределах границ выделенной по снимкам долины, и река не затоплиwała прилегающую низменность. В пользу такого предположения свидетельствуют, во-первых, отсутствие выраженных речных форм рельефа в поверхности Столбовской депрессии (за исключением не соединяющихся с р. Камчаткой водотоков) и, во-вторых, отсутствие русловых аллювиальных отложений

с характерной для них косой слоистостью в торфяниках и в их основании. Тонкие пески и суглинки, найденные в основании торфяников, скорее всего не являются пойменными отложениями, так как для пойменных фаций характерны ритмичность и слоистость (чередование более тонкого материала с менее тонким), а в основании торфяников видимой слоистости отложений не наблюдалось. Возможно, подтопление примыкающих к долине р. Камчатки торфяников происходило лишь локально в узкой зоне, протягивающейся вдоль русла, т. к. в разрезе Черного Яра в торфе выделяются несколько горизонтов песков и суглинков неясного генезиса (Певзнер и др., 1997). Вероятно, они действительно связаны с экстремальными разливами р. Камчатки во время половодья. Кроме того, эти горизонты могут быть связаны с катастрофическими цунами или косейсмическими опусканиями побережья. В настоящее время однозначного ответа на этот вопрос нет, так как требуются дополнительные исследования.

Озера Нерпичье и Култучное

Котловины озер Нерпичье и Култучное расположены в центральной части Камчатского полуострова. Общая длина озер в СВ–ЮЗ направлении составляет более 40 км,

общий периметр — около 130 км. Практически на всем протяжении современные береговые линии озер обрамлены плейстоценовыми морскими и голоценовыми озерными террасами. В среднем



Рис. 5. Строение котловины оз. Столбовое: А — батиметрическая карта по результатам эхолотирования; Б — георадарный профиль по линии I–II: 1 — уровень водной поверхности, 2 — поверхность дна, 3 — пачка субгоризонтально залегающих озерных отложений

голоцене акватории озер, очевидно, входили в систему мелководного водоема на территории Столбовской депрессии.

По периметру озер наиболее хорошо сохранились озерные аккумулятивные террасы возраста ~2000 и 1500 лет. Местами встречается молодая терраса, сформированная около 200–300 л. н. Наиболее древняя озерная аккумулятивная терраса возраста около 5000–6000 лет сохранилась лишь фрагментарно и была обнаружена в основании косы Верещагинской, отделяющей оз. Нерпичье от оз. Култучного. На большей же части побережья озер среднеголоценовая озерная терраса была размыта и в рельефе не сохранилась.

Исследования террас, выполненные нами в 2008 и 2011 гг., показали, что тыловые швы разновозрастных террас, обрамляющих озера, в настоящее время находятся на разной высоте над уровнем озер. Это справедливо даже для молодых озерных террас, сформированных всего несколько тысяч и даже сотен лет назад. Так как на момент формирования одной отдельно взятой озерной террасы ее высота на всем протяжении примерно одинакова, появление вариаций в ее высотном положении с течением времени может быть обусловлено тектоническими деформациями Камчатского полуострова.

В целом же, скорости вертикальных движений по периметру озер не настолько контрастны, как по восточному (морскому) побережью полуострова Камчатский (Пинегина и др., 2010). По двухтысячелетней террасе было предварительно оценено, что средняя скорость вертикальных поднятий на изученных участках меняется в пределах от ~0,3 до 1,6 мм/год.

По-видимому, деформации Камчатского полуострова, как медленные, так и резкие косейсмические, могут сильно влиять на характер приливно-отливного воздействия со стороны вод Камчатского залива и на соленость озер. Ширина протоки Озерной могла сильно варьировать в прошлом. Исследования показали, что возраст Дембиевской косы, отделяющей протоку от морского побережья, в самой ее древней (северовосточной) части не превышает 1000 лет. Дембиевская коса в геолого-геоморфологическом плане является очень динамичной формой, и ее положение в пространстве, ширина и длина могут изменяться быстро (за счет совместной деятельности р. Камчатки и моря) и даже резко (в случае сильных землетрясений и цунами, например). В связи с этим и озера, в особенности ближняя часть оз. Нерпичье, могут испытывать резкую

смену солености, водного режима и обстановок осадконакопления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Устьевая область р. Камчатки располагается в пределах территории со сложной геодинамической обстановкой. Район находится в месте сочленения двух островных дуг (Курило-Камчатской и Алеутской), в области взаимодействия трех плит — Охотской, Берингийской и Тихоокеанской, а также Командорского микроблока. В настоящее время считается, что причиной деформации Камчатского полуострова (и, вероятно, Столбовской депрессии и устьевой области р. Камчатки) является коллизийное взаимодействие Алеутской и Камчатской островных дуг, а главный коллизийный контакт двух дуг, в рамках модели мягкой коллизии, может находиться у восточного подножия хребта Кумроч. Такое геодинамическое положение обуславливает особый сейсмический режим территории, отличный и от Камчатского, и от Алеутского. Наличие активных коровых разломов, деформирующих территорию, оказывает влияние на морфологию, уровень грунтовых вод, гидрологический режим и скорость торфообразования устьевой области и всей прилегающей территории.

Близость северного сегмента Тихоокеанской зоны субдукции является причиной того, что устьевая область периодически подвергается влиянию сильных землетрясений и цунами (в среднем раз в 300 лет). Цунами оставляют отложения на берегу, оказывают эрозионное воздействие, моделируют береговые формы рельефа и само устье р. Камчатки.

Близость одних из самых продуктивных вулканов на Камчатке (Ключевского и Шивелуча) обуславливает то, что устьевая область р. Камчатки периодически (раз в несколько сотен – несколько тысяч лет) подвергается воздействию сильных пеплопадов. Благодаря такой комбинации эндогенных процессов, устьевая область развивается крайне динамично.

На правом берегу р. Камчатки на протяжении последних ~3 тыс. лет была сформирована одна из самых обширных на Камчатке морских аккумулятивных террас. Вместе с тем, участок террасы, сформировавшийся в промежутке ~3–6 тыс. л. н., в рельефе не сохранился, так как, вероятно, был размыт.

Существовавший в среднем голоцене на территории современной Столбовской депрессии большой мелководный водоем заполнился осадками, и на его месте образовались обширные тор-

фяники мощностью 2–4 м. В голоцене на фоне поднятия уровня моря была сформирована новая долина р. Камчатки. В период максимального стояния уровня моря возникли, а затем и обособились озера Нерпичье и Култучное, самые крупные солонowodные озера на Камчатке.

Устьевая область р. Камчатки является одновременно и гибкой, и устойчивой природной системой, сформированной на фоне обычных, с точки зрения геологической истории Земли, и катастрофических с точки зрения человека природных процессов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Статья посвящается памяти Кати Кравчуновской, участвовавшей в полевых исследованиях района в 2005 г., трагически погибшей в 2013 г. во время спасательных работ на Авачинском перевале.

Исследования проведены благодаря грантам РФФИ № 09-05-00125-а, 11-05-98534-р-восток-а, 11-05-00136-а, 09-05-00286; гранту Национального Научного фонда США № 0915131 (руководитель Эзра Зуброу). Авторы благодарят Дж. Буржуа, Еву Хульсе, Дастина Килера, принимавших участие в полевых работах в 2011 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д. 1985. Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. № 5. С. 80–96.

Быкасов В.Е. 1981. Шлаково-пепловый чехол извержения 1975 г. и поражение растительности Толбачинского дола // Вулканология и сейсмология. № 1. С. 76–78.

Волынец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д. 1997. Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч, Камчатка // Петрология. Т. 5. № 2. С. 206–221.

Годзиковская А.А. 2009. Каталог макросейсмических описаний землетрясений Камчатки за доинструментальный период наблюдений (XVIII–XIX вв.). Обнинск: ГС РАН. 140 с.

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. 1999 / Камчатская ПСЭ, автор М.Е. Бояринова.

Гусев А.А. 2006. Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. № 3. С. 39–42.

Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. 1987. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИМЦД. 50 с.

Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. 2008. Активная разломная тектоника юга Цен-

тральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. С. 10–24.

Кожурин А.И., Пинегина Т.К. 2011. Активная разломная тектоника полуострова Камчатский как проявление коллизии Камчатской и Алеутской островных дуг // Матер. XVI Междунар. конф. «Проблемы сейсмотектоники» (Москва, 20–22 сентября 2011 г.). Москва: ИФЗ РАН. С. 260–263.

Кравчуновская Е.А., Пинегина Т.К., Бурджуа Д., Макиннесс Б. 2008. Геолого-геоморфологические эффекты цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курилах // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. Т. 1. С. 180–183.

Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В. 1994. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. № 26. С. 104–122.

Левин В.Е., Ландер А.В., Титков Н.Н. 2009. Командорская микроплита по сейсмологическим и GPS данным // Тез. докл. Всеросс. совещ. «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» (Иркутск, 10–15 сентября 2009 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН. Т. 2. С. 34–37.

Левин В.Е., Гордеев Е.И., Бахтияров В.Ф., Касыхара М. 2002. Предварительные результаты GPS-мониторинга на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. № 1. С. 3–12.

Мелекесцев И.В. 1969. Вулканизм как возможная причина оледенений // Вулканы и извержения. М.: Наука. С. 140–149.

Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. 1997. Черный Яр — реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. № 4. С. 3–18.

Пинегина Т.К. 2011. Геологические следы цунами: идентификация и интерпретация // Матер. V Сахалинской молодежной научной школы «Природные катастрофы: Изучение, мониторинг, прогноз» (Южно-Сахалинск, 10–15 июня 2010 г.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. С. 43–52.

Пинегина Т.К. 2011. Параметры и повторяемость сильных цунами в районе поселка Усть-Камчатск по данным палеосейсмологических исследований // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Третьей науч.-технич. конф. (Петропавловск-Камчатский,

- 9–15 октября 2011 г.). Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН. С. 458–462.
- Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сторчеус А.В., Гусяков В.К. 2000. Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. № 2. С. 66–74.
- Пинегина Т.К., Буржуа Д., Разжигаетова Н.Г., Левин Б.В., Кайстренко В.М., Кравчуновская Е.А., Маккиннесс Б. 2008. Цунами 15 ноября 2006 г. на Центральных Курильских островах и повторяемость подобных событий в прошлом (по палеосейсмологическим данным) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. Т. 1. С. 200–204.
- Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В., Кожурин А.И., Буржуа Дж., Мартин Е.М. 2010. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 1. С. 231–247.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. 2012. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 1. С. 138–159.
- Селиверстов Н.И. 1998. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир. 164 с.
- Селиверстов Н.И. 2009. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга. 191 с.
- Соколов И.А. 1973. Вулканизм и почвообразование. М.: Наука. 224 с.
- Antonioli F., Bard E., Potter E., Silenzi S., Imbrota S. 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy) // Global and Planetary Change. V. 43. P. 57–78.
- Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. 2006. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. V. 33. № 11. L11303.
- Blong R.J. 1984. Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Sydney: Academic Press, 120 p.
- Bourgeois J., Pinegina T.K., Ponomareva V.V., Zaretskaia N.E. 2006. Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East, and their tectonic implications // GSA bulletin. V.118. № 3/4. P. 449–463.
- Bourgeois J., Pinegina T. 2011. Reconstructing tsunamigenic earthquakes on the northern Kamchatka subduction zone: the 1997 Kronotsky earthquake and tsunami and their predecessors // Сб. докл. 7-го международного совещ. по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP-2011, Петропавловск-Камчатский, 25–30 августа 2011 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. С. 125.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. 1997. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Res. № 47. P. 125–139.
- Douglas B.C., Kearney M.S., Leatherman S.P. 2001. Sea Level Rise: History and Consequences. San Diego: Academic Press. 232 p.
- Freitag R., Gaedicke C., Baranov B., Tsukanov N. 2001. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // Terra Nova. № 13. P. 433–442.
- Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N. 2000. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian-Kamchatka junction // Tectonophysics. V. 325. P. 63–85.
- Geist E.L., Scholl D.W. 1994. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // Tectonics. V. 13. P. 538–560.
- Global CMT catalog: <http://www.globalcmt.org/CMT-search.html>.
- Grishin S.Yu., del Moral R., Krestov P.V., Verkholat V.P. 1996. Succession following the catastrophic eruption of Ksudach volcano (Kamchatka, 1907) // Plant Ecology. V. 127. № 2. P. 129–153.
- Jaffe B.E., Gelfenbaum G. 2007. A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits // Sedimentary Geology. № 200. P. 347–361.
- Kozhurin A.I. 2004. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. V. 380. P. 273–285.
- Kozhurin A.I. 2007. Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series “Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region”. Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. et al. V. 172. P. 263–282.
- Lander A.V., Shapiro M.N. 2007. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series “Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region”. Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. et al. V. 172. P. 290–305.

- Levin V., Park J., Brandon M., Lees J. 2002. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // *Tectonophysics*. V. 358. P. 233–265.
- MacInnes B.T., Bourgeois J., Pinegina T.K., Kravchunovskaya E.A. 2009a. Before and after: geomorphic change from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami // *Geology*. V. 37. № 11. P. 995–998.
- MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al. 2009b. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // *Pure and Applied Geophysics*. V. 166. P. 9–36.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L. et al. 1997. Seismicity of the Bering Straight region: evidence for a Bering block // *Geology*. V. 25. P. 979–982.
- McCalpin J.P. 2009. Paleoseismology. *International Geophysics Series*, V. 95. 609 p.
- Park J., Levin V., Brandon M. et al. 2002. A Dangling slab, amplified Arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner // *Plate boundary zones*. Ed. Stein S., Freymuller J. AGU, *Geodynamics Series* 30. P. 295–324.
- Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Karakaisis G.F. 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes // *Bulletin of the Geological Society of Greece*. V. 36. P. 1482–1489.
- Pedroja K., Bourgeois J., Pinegina T., Higman B. 2006. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia // *Geology*. V. 34. № 5. P. 353–356.
- Pinegina T.K., Bourgeois J. 2001. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. V. 1. № 4. P. 177–185.
- Pinegina T., Bourgeois J., Bazanova L., Melekestsev I., Braitseva O.A. 2003. Millennial — scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // *Quaternary Research*. № 59. P. 36–47.
- Radiocarbon dating: http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating.
- Stuiver M., Reimer P.J. 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // *Radiocarbon*. V. 35. P. 215–230.
- Watson F.F., Fujita K. 1985. Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*. Editor Howell D.G. V. 1. P. 333–348.
- Wells D.L., Coppersmith K.J. 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*. V. 84. № 4. P. 974–1002.
- Worldwide Tsunami Database, 2000. B.C. to present, Boulder, Colorado, NOAA/NGDC (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsudb.html>).
- Zobin V.M., Levina V.I., Maguskin M.A. 2003. Seismicity and crustal deformation preceding the January 1996 eruptions at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka // *Bulletin of Volcanology*. V. 65. № 7. P. 477–485.