

УДК 551.24.11

СКОРОСТЬ КОЛЛИЗИОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА (КАМЧАТКА)

© 2014 г. А. И. Кожурин¹, Т. К. Пинегина², В. В. Пономарева²,
Е. А. Зеленин¹, П. Г. Михайлюкова³

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, д. 9

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Поступила в редакцию 22.07.2013 г.

Приводятся детальные данные о скорости горизонтальных и вертикальных перемещений в голоцене по разлому в юго-восточной части Камчатского п-ова, располагающегося между сближающимися Алеутской и Камчатской островными дугами. Разлом представляет собой северное ограничение блока, внедряющегося в полуостров под давлением Командорского блока Алеутской дуги. Скорость правосторонних движений по разлому возрастала в голоцене, достигнув значения 18–19 мм в год в последние примерно 2000 лет, а к современности – порядка 20 мм в год. Сравнение этих значений с теми, которые следуют из амплитуд смещений более древних образований, также показывает ускорение горизонтальных движений по разлому к современности с начала четвертичного времени. сопоставление полученных данных со скоростями движений пунктов GPS показывает, что на движение блока южного крыла разлома расходуется около половины скорости северо-западного дрейфа Командорского блока. Остальная часть движения Командорского блока поглощается в движениях, возможно, поддвиговой природы, в основании восточного континентального склона п-ова Камчатский.

Ключевые слова: активные разломы, скорость перемещений, коллизия Камчатки и Алеутской дуги.

DOI: 10.7868/S0016853X14020064

ВВЕДЕНИЕ

На северо-западе Тихого океана по коллизионному сценарию развивается взаимодействие каждой пары соседних островных дуг – Изу-Бонинской и Японской [15, 46], Японской и Курильской [31–33], Камчатской и Алеутской [29]. Движущей силой сближения дуг (их окончаний) является тангенциальная компонента движения океанической плиты, которая появляется при не ортогональном поддвиге [22, 26]. В зависимости от направления движения океанической плиты, величина тангенциальной компоненты может быть близкой по величине на двух дугах, чаще – неравной, в предельном случае отсутствовать на одной дуге и поглощать все относительное движение на другой. Последнему варианту соответствует кинематическая ситуация в области смыкания Алеутской и Камчатской дуг: Тихоокеанская плита, практически по нормали погружаясь под Камчатку, движется параллельно самому западному, Командорскому, сегменту Алеут (рис. 1).

Одной из важных характеристик коллизионного процесса является скорость коллизионных

деформаций, то есть скорость латерального сокращения земной коры в зоне коллизии. Ее максимальная величина не может превышать тангенциальную компоненту скорости движения океанической плиты, а реальное значение показывает, какая часть общего относительного движения передается на сближение островных дуг и их деформацию в зоне коллизии.

Скорость движения Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской плиты вблизи северного окончания Курило-Камчатской зоны субдукции составляет примерно 8 см в год, с различиями в первые мм в год между моделями NUVEL-1 и NUVEL-1a [24, 25] и значениями скоростей по данным космической геодезии [23, 24, 44]. Инициированные этим движением перемещения в Командорском сегменте Алеутской дуги распределены по нескольким продольным правосторонним разломам [12, 13, 16], вместе образующим так называемую диффузную трансформную зону [21], с уменьшением скорости перемещений по ним с удалением от Тихого океана [34]. Современная скорость перемещения западного сегмен-

та Алеутской дуги, Командорского блока, в сторону Камчатки составляет, по данным GPS измерений, примерно 55 мм в год [14, 20], то есть, около двух третей скорости перемещения Тихоокеанской плиты.

Полуостров Камчатский находится между Камчаткой и Алеутской дугой, за западным окончанием Алеутского трансформного разлома, и его деформации можно связать лишь с давлением со стороны Алеутской дуги. Проявлением коллизии считаются быстрые вертикальные движения и высокие скорости эксгумации доплиоценовых образований в восточной части полуострова [27], формирование плейстоценовых и голоценовых морских террас [11, 40–42] и движения по активным разломам [1, 28].

Вопрос о скорости коллизионной деформации полуострова и ее соотношении со скоростью северо-западного дрейфа Командорского блока Алеутской дуги в статье решается на основе изучения параметров (направление, средняя скорость) движений по субширотному разлому в юго-восточной части полуострова (рис. 2). Разлом, в тексте ниже называемый разломом 2-й Перевальный, представляет собой северное ограничение фронтальной части Командорского блока, либо отдельного блока перед Командорским. В первом случае разлом интерпретируется как ответвление разлома Беринга [27, 28] (рис. 2А, 2Б), во втором – как относительно независимая структура [8] (рис. 2В). Опубликованные оценки средней за голоцен скорости сдвига в центральной части разлома, основанные на единичных определениях радиоуглеродного возраста смещенных форм рельефа, имели разброс от 15 до 20 мм/год [6]. Определение скорости сдвига на западном окончании разлома, включающее тефрохронологическое датирование смещенной речной террасы, дало значение в 4 мм/год [34].

В статье излагаются новые данные, позволившие получить точные значения средней скорости вертикальных и горизонтальных движений по разлому 2-й Перевальный. Работы выполнены в двух точках на линии разлома. В прибрежной зоне измерены и датированы вертикальные и горизонтальные смещения позднеголоценовых морских террас, а в пройденной через разломный уступ канаве – деформации голоценовых рыхлых отложений. В центральной части разлома измерены и датированы максимальные из наблюдаемых сдвиговых смещений элементов эрозионного рельефа.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛОМА 2-Й ПЕРЕВАЛЬНЫЙ

Активность разлома 2-й Перевальный и его правосдвиговая кинематика были установлены

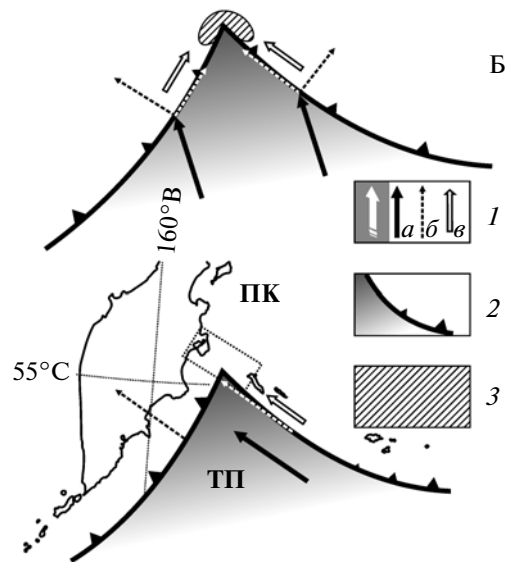
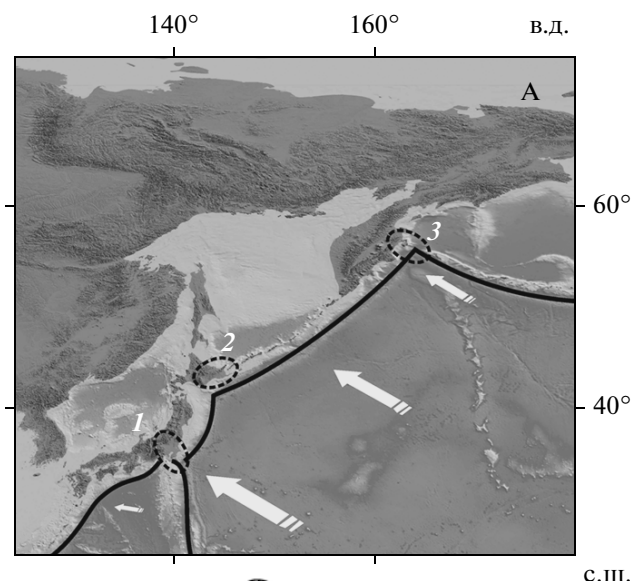


Рис. 1. А – области коллизионного взаимодействия островных дуг на северо-западе Тихого океана: 1 – Изу-Бонинской и Японской, 2 – Японской и Курило-Камчатской, 3 – Курило-Камчатской и Алеутской (батиметрия и рельеф – SRTM30_PLUS [17]). Б – принципиальная схема появления тангенциальной и нормальной компонент в движении океанической плиты относительно островных дуг (вверху) и их соотношения для смыкания Камчатки и Алеутской островной дуги (внизу): 1 – направление движения Тихоокеанской плиты (а), ортогональная и тангенциальная компоненты движения плиты относительно островных дуг (б) и направление перемещения части островной дуги к области коллизии (в); 2 – выходы зон поддвига, относительная величина треугольников показывает увеличение (уменьшение) поддвиговой (нормальной) компоненты, 3 – область коллизии. Прямоугольник (точечная линия) – положение рис. 2. ПК – п-ов Камчатский, ТП – Тихоокеанская плита

давно [6, 7]. Появившиеся позднее представления о взбросовых движениях по разлому на всей его длине (на суше) [28] или только вдоль его запад-

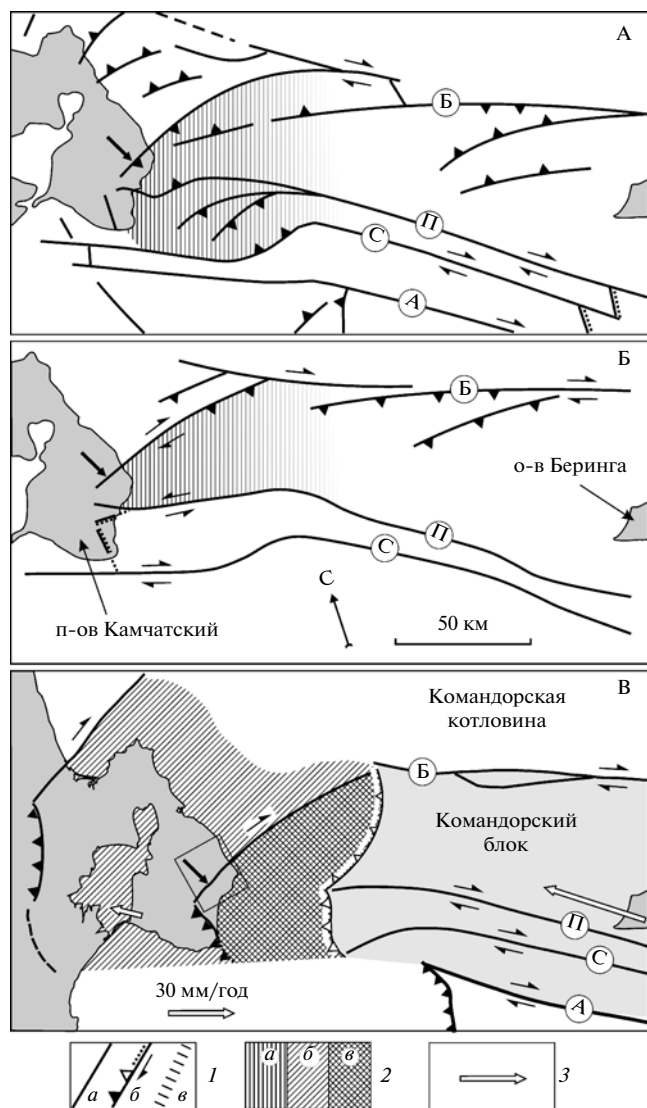


Рис. 2. Модели коллизионного взаимодействия Алеутской и Камчатской островных дуг: А – по [28], Б – по [1], В – по [8], с изменениями

1 – активные разломы основные (а), (б) – взбросовое или надвиговое (треугольники), сдвиговое (стрелки) и сбросовое (штрихи) направление движений по разломам (незалитые символы соответствуют предполагаемому направлению движений), край погруженной части Тихоокеанской плиты (в); 2 – фронтальная часть единого Командорского блока (а) (на А и Б) и блоки западной (основной) части п-ова Камчатский (б) и его юго-восточной части (в) (на В); 3 – векторы смещений пунктов GPS (на В), по [20]: западная стрелка – пункт в пос. Крутоберегово, восточная – пункт в пос. Беринга. Подводные разломы Командорского сегмента Алеутской дуги на В показаны по [13]. Буквы в кружках – названия разломов: Б – Беринга, П – Пикеж, С – Стеллера, А – Алеутский (по оси глубоководного желоба). Черная стрелка на А, Б и В указывает на разлом 2-й Перевальной. Прямоугольник на В – положение рис. 3

ной части [27] не были подтверждены фактическими данными и следовали из общих соображений, например, из простирания разлома под углом к подводному правосдвиговому разлому Беринга (см. рис. 2).

На суше разлом отчетливо делится на две приблизительно равные по длине части, западную и восточную, с примерно двухкилометровым перерывом между ними. Для обеих частей южным крылом является восточная часть единого поднятия субширотного отрезка хребта Камчатского Мыса (рис. 3). Строение северных крыльев различается. В северном крыле западной части разлома находится депрессия, выполненная позднеплейстоцен-эоплейстоценовыми отложениями ольховской свиты [2, 4]. Депрессия раскрывается в центральную впадину полуострова, занятую озерами Нерпичье и Култушное. Восточная часть разлома ограничивает с юга широкую относительно короткую впадину с долиной р. 2-я Перевальная между субмеридиональным (массив г. Командная) и субширотным (массив г. Африка) отрезками хребта Камчатского Мыса. Внутри впадины находятся несколько поднятий, сложенных меловыми образованиями смагинской и пикежской свит [4]. Их плоские вершины, представляющие, очевидно, фрагменты одной (двух?) плейстоценовых морских террас, постепенно снижаются в сторону моря с общим наклоном примерно в 3° (рис. 3, врезка Б). Северный борт впадины, вероятно, также ограничен разломом – вблизи побережья, на линии северного ограничения впадины, находится уступ высотой около 100 м, к северу и югу от которого развита одна и та же позднеплейстоценовая терраса. Терраса сформировалась приблизительно 120 тыс. лет во время морской изотопной стадии MIS 5e [40, 41] (см. рис. 3). Признаков перемещений по разлому в голоцене не обнаружено.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Методика изучения и интерпретации деформированных разломом отложений

Методика изучения деформированных разломом отложений изложена во многих статьях и не нуждается в описании. Ее детальное изложение содержится, например, в двух изданиях книги “Палеосейсмология” под редакцией МакКалпина [38, 39]. В целом, эта методика подразумевает использование традиционных методов структурно-формационного анализа и фаций и мощностей, направленных на выявление и датирование земной поверхности (одной или нескольких), существовавшей на момент подвижки. Результатом изучения деформированного разреза является выяснение направления и амплитуды единичных подвижек, их возраста и средних интервалов повто-

ряемости. Эти подвижки нарушают современную земную поверхность, приводя в действие целый ряд экзогенных процессов, без знания и учета которых правильная интерпретация нарушенного разреза невозможна.

2. Методика определения кинематических параметров разлома по деформированным формам рельефа

Определение направления и скорости движений по разлому на основе изучения смещений элементов эрозионной сети является распространенным, давно используемым приемом. Изучение с этими целями аккумулятивных морских террас представляет более сложную задачу, поскольку требует распознавания и разделения вклада эвстатических колебаний уровня моря и собственно тектонических движений в их формировании.

Аккумулятивные морские террасы образуются путем причленения друг к другу разновозрастных береговых валов. Процесс причленения растянут во времени и, говоря о возрасте морской аккумулятивной террасы, более правильно указывать временной интервал, в пределах которого были сформированы слагающие ее наиболее древние и наиболее молодые береговые валы. При выделении морских террас чаще всего используется морфологический признак — наличие уступов и тыловых швов, разделяющих террасовые уровни, хотя если рассматривать время формирования этих уровней, то они могут оказаться настолько близкими по возрасту, что их следует относить к единой террасе. Высота и форма вала зависят от экзогенных факторов — волновой энергии и количества поступающего материала. Поэтому вал, сформировавшийся в период между подвижками по разлому, секущему морскую аккумулятивную террасу, по обе его стороны имеет примерно одну высоту и морфологию. При подвижке по разлому часть вала в пределах поднятого и сдвинутого в сторону суши крыла разлома может выйти из зоны активного штормового воздействия, а другая, расположенная на опущенном и сдвинутом в сторону моря крыле, может быть частично или полностью размыта. Таким образом, датировав береговые валы, либо тыловые швы разных террасовых уровней, и выявив среди них разновозрастные по разные стороны от разлома, можно реконструировать направления и амплитуды подвижек по разлому, а также интервал времени, когда подвижки происходили.

Для определения примерного времени образования каждого террасового уровня использовался метод тефрохронологии [19, 36]. Для этого в разрезах шурфов вблизи тыловых швов террас определялись вулканические пеплы, залегающие в кровле слагающих террасы морских песков (по-

дробно методика описана в работе Пинегиной и др. [11, 42]). Вулканические пеплы в разрезах хорошо видны как яркие прослои на фоне относительно темных почв и морских песков.

Средняя скорость вертикальных движений побережья (V , мм /год) в целом и для промежутков времени между формированием отдельных террасовых уровней восстанавливается по соотношению $V = (H - H_0)/t$, где H — высота тылового шва террасового уровня надо уровнем моря на момент замера, H_0 — высота некоторой “нулевой отметки” над уровнем моря на момент замера, t — разница в возрасте террасовых уровней $H - H_0$ [11, 42]. Высотное положение тыловых швов определяется проходкой топографического профиля с точками замеров на каждом перегибе рельефа, в том числе, на тыловых швах разновысотных террасовых уровней. Проведенные ранее исследования [11] показали, что при сравнении высот террас в качестве нулевой отметки следует использовать не средний уровень моря, а высоту линии максимальной штормовой досягаемости. Связано это с тем, что высота формирующейся террасы зависит от энергии волн, а энергия волн, определяющая “экзогенную” составляющую высоты террасы, на побережьях с разной экспозицией различна. “Тектоническая” составляющая разницы высот террас определяется при этом вычитанием “экзогенной” составляющей из общей разницы высот. Известно [11, 42], что вдоль побережья п-ова Камчатский высота линии штормовой досягаемости колеблется в интервале 3.5–7.5 м. Также установлено, что линии максимальной штормовой досягаемости хорошо соответствует граница между пионерной и густой растительностью. Сравнение относительных высот тыловых швов вдоль одного профиля основывается на допущении, что волновая энергия была неизменна во время формирования террас в одной точке побережья, а штормовая активность вдоль берега не менялась. Для оценки же абсолютных скоростей вертикальных движений поправка, учитывающая вдольбереговые вариации штормовой активности, необходима.

Учитывая, что деформации молодых форм рельефа в результате одной или нескольких подвижек по разлому малы по величине и не могут быть выявлены на топографических картах масштаба 1 : 50 000–1 : 100 000, на участке побережья в районе выхода на него разлома 2-ой Перевальной была выполнена топографическая съемка с использованием электронного лазерного тахеометра Trimble-3m. Горизонтальный шаг съемки в среднем не превышал 2 м. В результате съемки была построена подробная цифровая модель рельефа, по которой в дальнейшем было выполнено измерение горизонтальных и вертикальных смещений по разлому.

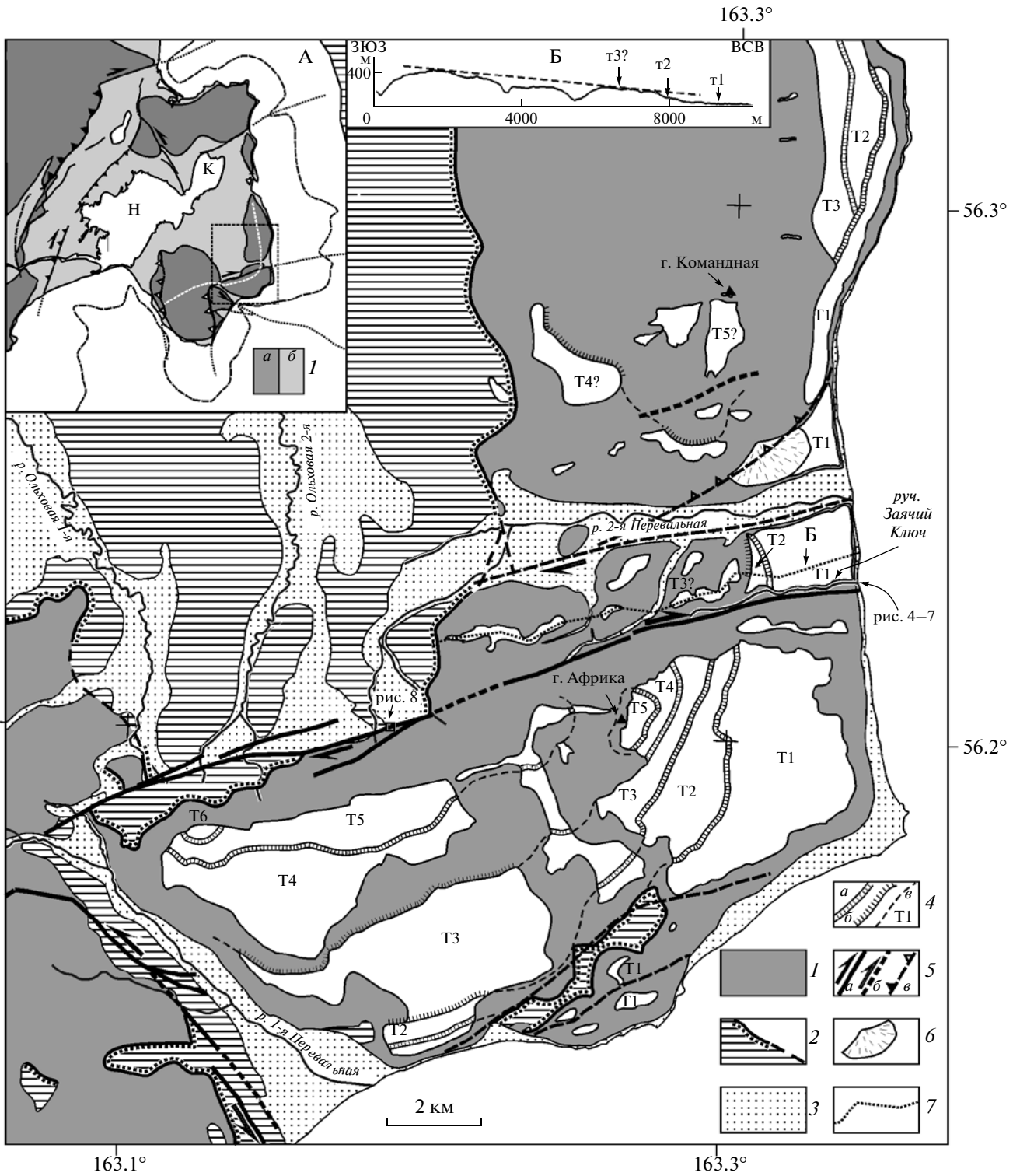


Рис. 3. Активные разломы юго-восточной части п-ова Камчатский (положение см. на врезке А и на рис. 1В)

1 – доплиоценовые образования, по [4]; 2 – ольховская свита N–Q_E (заштриховано), по правому борту р. 1-я Перевальная объединена с морскими отложениями эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена по [4], граница с точечной линией – несогласное залегание, пунктирной линией – возможное положение под перекрывающимися отложениями); 3 – позднелейстоцен-голоценовые отложения и формы рельефа; 4 – плейстоценовые морские террасы (Т, нумерация от молодых к древним) и разделяющие их уступы: а – с сохранившимися тыловым швом и бровкой, б – с эродированной бровкой, в – примерное положение тылового шва на участках, где террасы эродированы (не сохранились); 5 – разломы: а – активные, б – возможные продолжения активных разломов и предполагаемые активные, в – четвертичные, ныне не активные, залитые символы направления смещений (стрелка – сдвиг, треугольники – взброс) – достоверно определенная кинематика, незалитые – предполагаемая (то же на врезке А); б – крупные конусы выноса и оползни; 7 – линия топографического профиля, показанного на врезке Б. Врезка А – схема активных разломов п-ова Камчатский, по [8], с упрощениями: 1 – относительные поднятия (а) и опускания (б); черная штриховая линия – бровка шельфа, белая штриховая – линия водораздела хр. Камчатского Мыса, прямоугольник – положение рис. 3. Буквы: Н – оз. Нерпичье, К – оз. Култушное. Врезка Б – топографический профиль (положение – точечная линия на рисунке)

3. Датирование отложений

Особенностью голоценовых рыхлых отложений на Камчатке является присутствие в них горизонтов вулканических пеплов (тефры). Эта особенность позволила применить для оценки скорости движений по разлому тефрохронологический метод [36]. В канавах и шурфах нами были изучены горизонты пеплов, которые могли быть использованы для датирования морских террас и подвижек по разломам (подробно методика описана в работах [11, 35, 42]). Далее проводилась корреляция этих горизонтов с ранее изученными и датированными прослоями пеплов в районе исследований [9, 11] и, таким образом, устанавливались их возрасты и вулканы-источники. Для не-

которых образцов вулканического пепла из основания разреза шурфа дополнительно выполнялся микронзондовый анализ вулканического стекла. Анализы выполнены на электронном микронзонде JEOL JXA 8200 (ГЕОМАР, Киль, Германия).

Для датирования форм рельефа и отложений в районе исследований были использованы следующие горизонты тефры: Ш₁₉₆₄ (1964 г. н.э., в. Шивелуч), Ш₁₄₅₀ (~1350 лет, в. Шивелуч), КС₁ (~1650 лет, в. Ксудач), ПЛ2 (~10 200 лет, Плоские сопки) [10, 18, 43]. Возраст тефры исторического извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. приводится в календарном исчислении, а возраст остальных прослоев тефры, определявшийся с помощью радиоугле-

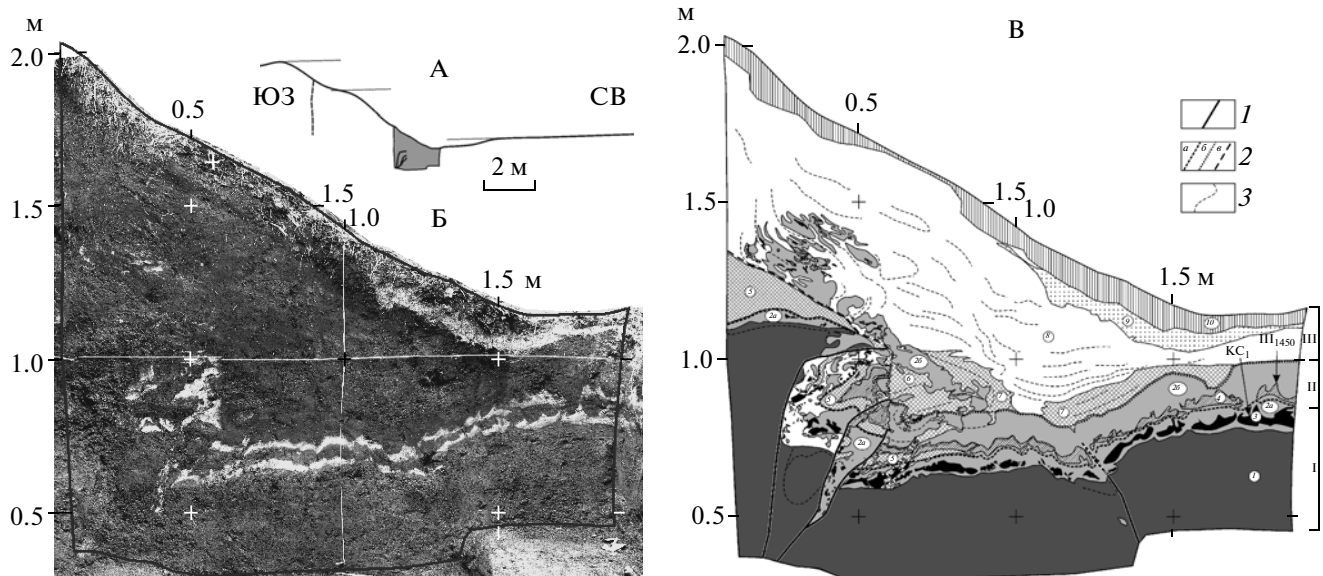


Рис. 4. Разрез почвенно-пирокластических отложений в северо-западной стенке канавы через разлом 2-й Перевальный: А – топографический профиль через нижнюю часть разломного уступа и положение канавы на нем, Б – фотография стенки канавы (черная линия по периметру – контур зарисовки на В); В – зарисовка деформированного разреза с элементами интерпретации: 1 – разломные плоскости; 2 – палеопереходы, смещенные при первой (а) и второй (б) подвижках, и эрозионная поверхность (в); 3 – видимые поверхности напластований. Цифры в кружках и овалах – выделенные горизонты, римские цифры – отложения, накопившиеся до первой (I), второй (II) и после второй (III) подвижек. Значения в м по периметру фотографии канавы на Б и зарисовки на В приведены относительно условного нуля ниже юго-западного угла канавы, фотография на Б и зарисовка на В – в одном масштабе

родного метода, — в годах до 1950 г. (т.н. калиброванный возраст).

НАПРАВЛЕНИЕ И СРЕДНЯЯ СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЙ ПО РАЗЛОМУ 2-Й ПЕРЕВАЛЬНЫЙ

Восточная часть разлома

В районе побережья разлом пересекает серию абразионных плейстоценовых и аккумулятивных голоценовых морских террас и выходит практически под прямым углом к береговой линии. Голоценовые морские террасы прислонены к клифу, которым обрывается к морю самая молодая из плейстоценовых террас с возрастом, предположительно, 120 тыс. лет [40, 41] (см. рис. 3).

В нескольких десятках метров от бровки клифа, в основании уступа в поверхности плейстоценовой террасы, интерпретируемого как разломный, была пройдена канава. Целью проходки канавы было, прежде всего, подтверждение факта существования разлома.

Возраст и период повторяемости подвижек по разлому по данным изучения деформированного разреза

Вскрытый канавой разрез включает сильно измененные слабо литифицированные агломераты в алевролитовом заполнителе и почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) с пеплами $КС_1$, $Ш_{1450}$ и $Ш_{1964}$ (рис. 4). Разрез нарушен двумя разломными плоскостями, круто падающими на юг. При относительно опущенном северном крыле это означает, что вертикальные движения по ним имеют характер взбросовых. Небольшая ступень в поверхности разломного уступа, а также детали вскрытого канавой разреза, показывают, что примерно в 3 м к югу от южного края канавы должна находиться еще одна разрывная плоскость (см. рис. 4А).

Ненарушенная часть разреза наблюдается в крайней северной части стенки канавы, в опущенном крыле разлома. Она представлена основанием ППЧ (1), слоем почвы (2) с пеплами $КС_1$ (3) и $Ш_{1450}$ (4), выше — горизонтом смешанных почвенных и склоновых отложений (8) и перекрывающими его пеплом $Ш_{1964}$ (9) и слоем современной (формирующейся) почвы с опадом (10) (см. рис. 4 В). С приближением к разлому строение разреза меняется: в почвенном профиле между пеплами $КС_1$ и $Ш_{1450}$ появляется клин грубых отложений 5, наблюдается сдвигание слоя почвы 2, ее перекрытие линзами грубых отложений 6 и 7, а также резко возрастает мощность горизонта почвенных и склоновых образований 8, несущих признаки оползания. В южном крыле слои пеплов $КС_1$ и $Ш_{1450}$ дезинтегрированы, мощность

клина склоновых отложений 5 между ними быстро увеличивается к югу.

Линзы и клинья 5, 6 и 7, сложенные грубым материалом основания 1, указывают на импульсный характер движений по разлому. Клин 5 между пеплами $КС_1$ и $Ш_{1450}$, мощность которого увеличивается к югу, представляет, очевидно, дистальную часть коллювиальных образований, появление которых можно связать с подвижкой по плоскости, не вскрытой канавой. Клин залегает на поверхности нижней части почвенного слоя 2 (2а), накопившейся к моменту подвижки. Смещение всех горизонтов разреза, включая клин 5, вплоть до верхней части почвенного профиля 2 (2б), является результатом более молодой подвижки по наблюдаемой в стенке канавы плоскости. Ее относительный возраст определяется возрастом кровли почвенного слоя 2, на котором залегают линзы 6 и 7. Кровли слоев 2а и 2б, на которых залегают коллювиальные образования, представляют, таким образом, палеоперекрывавшие на моменты подвижек (“событийные горизонты”) (см. рис. 4В).

К оценке абсолютного возраста двух подвижек можно подойти следующим образом.

Мощность слоя почвы между пеплами $КС_1$ (~1650 лет) и $Ш_{1450}$ (1350 лет) составляет в среднем 3.5 см (среднее из пяти замеров), время его накопления (разница калиброванных возрастов разделяемых им пеплов) — примерно 300 лет, из чего следует средняя скорость его накопления примерно 0.1 мм/год. При такой скорости часть почвенного профиля (2б) мощностью примерно 8 см (среднее из четырех замеров), перекрывающая пепел $Ш_{1450}$, могла накопиться примерно за 800 лет. Это означает, что возраст палеоперекрывавшей на тот момент, когда ее перекрыл коллювиальный материал линз 6 и 7, и, соответственно, возраст последней подвижки составляют примерно 550 лет. Величина вертикальной компоненты смещения крыльев разлома при ней (разница положения кровли основания ППЧ в крайних южной и северной частях канавы) составила 0.3–0.35 м.

Аналогичным образом можно примерно оценить возраст предыдущей подвижки.

На накопление почвенного слоя средней мощностью примерно 3 см (среднее из пяти замеров) между пеплом $КС_1$ и коллювиальным клином 5 потребовалось около 300 лет. Это означает, что земная поверхность, на которой залегает коллювиальный клин 5, то есть возраст подвижки составляет примерно 1350 лет (1650–300 лет). С движениями по плоскости, не вскрытой канавой, после 550 лет назад можно связать накопление под нижней частью разломного уступа чередующихся почвенных, склоновых и в разной степени смешанных образований горизонта 8, неравномерных по мощности и протяженности. Количе-

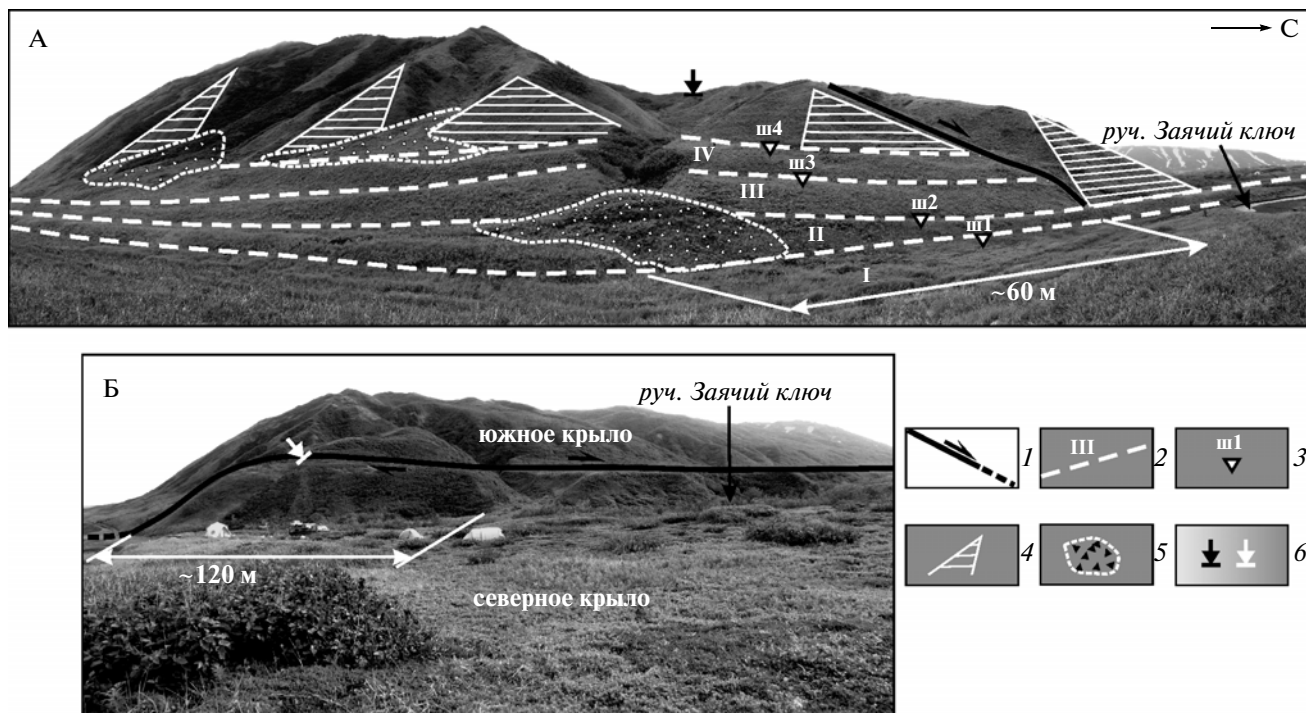


Рис. 5. Панорама с видом на разлом 2-ой Перевальной в месте его выхода на побережье Камчатского пролива. А – вид с берега (с востока), Б – вид с севера
 1 – положение разлома; 2 – номера и тыловые швы террасовых уровней на голоценовой аккумулятивной террасе; 3 – положение шурфов, показанных на рис. 5; 4 – реликтовые (палео) клифы; 5 – конусы выносов; 6 – положение канавы через разломный уступ на поверхности террасы MIS 5e (см. рис. 3)

ство подвижек, с которыми могло быть связано формирование горизонта, определить точно нельзя. Если слои грубых склоновых отложений между почвенными слоями интерпретировать как показатели подвижек по плоскости за пределами канавы, то их могло быть, по крайней мере, еще одна-две.

Из полученных значений возрастов можно заключить, что средний интервал повторяемости подвижек по разлому составляет примерно 800 лет.

Направление, амплитуды и скорость движений по разлому по данным изучения голоценовых аккумулятивных морских террас

Геоморфологическая характеристика террасы

Морское побережье по разные стороны от разлома выглядит по-разному (рис. 5). В южном крыле разлома отчетливо видны четыре голоценовых террасовых уровня и современный активный пляж. Наиболее высокая и древняя терраса приключается к ныне не активному клифу. Очевидно, клиф был активным (размывался) в период между достижением максимального уровня моря в голоцене около 6000 лет назад и началом формирования аккумулятивной морской террасы. Ширина отдельных террасовых уровней в южном крыле разлома достигает 20–35 м, общая

ширина террасы вместе с пляжем составляет около 150 м.

В северном крыле разлома присутствует лишь два нижних террасовых уровня и современный активный пляж, протягивающиеся из южного крыла разлома и не деформированные разломом.

Изучение разрезов в шурфах, пройденных на каждом террасовом уровне вдоль профиля, показало следующее (рис. 6). На уровне I, расположенном выше не заросшей части активного пляжа, вулканических пеплов нет. Сам уровень I еще не вышел из зоны штормовой досягаемости и представляет, таким образом, верхний активный пляж. Его разрез представлен серым чистым не гумусированным морским штормовым песком с градиционной слоистостью.

На уровне II не обнаружены вулканические пеплы древнее Ш₁₉₆₄. Верхняя 30-тисантиметровая часть разреза сложена морским песком, прокрашенным гумусом. Опыт наших исследований показывает, что образование гумуса на побережьях происходит вне зоны штормовой досягаемости. Поэтому можно считать, что террасовый уровень II стал реликтовой (неактивной) частью аккумулятивной террасы не более нескольких сотен лет назад.

Таблица 1. Данные о высоте, возрасте и скорости вертикальных движений для морской аккумулятивной террасы в месте ее пересечения разломом 2-ой Перевальнойный.

Террасовый уровень	I	II	III	IV
Высота уровня относительно линии максимальной штормовой досягаемости, м	0	1.5	5.5	14.5 **
Возраст тылового шва, л.н.	Современный	~200	<1400	~1650
Средняя скорость вертикальных тектонических движений, мм/год		7.5	*	8.3

* Для уровня III скорость вертикальных движений не определялась вследствие низкой точности определения его возраста.

** Без учета мощности почвы и делювия (от высоты современной дневной поверхности вычтен 1 м).

В основании почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего террасовый уровень III, вулканических пеплов древнее Ш₁₉₆₄ также нет. Почвенный профиль имеет здесь слой гумусированной супеси мощностью до 60 см, ниже которого располагается 10–15-сантиметровый слой гумусированного морского песка. На основании строения почвенного профиля и его сравнения с соседними можно полагать, что уровень III мог стать реликтовым участком террасы довольно давно, возможно, вскоре после выпадения пепла Ш₁₄₅₀.

На террасовом уровне IV слой гумусированной почвы имеет мощность 115 см. На глубине 80 см почва содержит вулканический пепел Ш₁₄₅₀, а чуть более древний пепел КС₁ (возраст 1650 лет) отсутствует. Следовательно, уровень IV хоть и моложе тефры КС₁, но близок с ней по возрасту, так как промежуток времени между выпадением тефры Ш₁₄₅₀ и тефры КС₁ составляет всего 300 лет.

Самый высокий, прилегающий к клифу, террасовый уровень наклонен в сторону моря гораздо круче, чем более молодые уровни (см. рис. 6). Причинами этому могут быть или изначально большая крутизна активного пляжа во время формирования данного участка террасы, или накопление на террасе материала с поверхности абразионного клифа, под которым она расположена. В настоящее время клиф не активен, однако в разрезе почвенно-пирокластических отложений, перекрывающих террасу, было встречено 3 прослоя делювия мощностью каждый по 5–10 см. Следовательно, время от времени с клифа на террасу поступал материал, возможно, в результате воздействия на побережье волн цунами или же, что также вероятно, во время подвижек по разлому.

Скорости вертикальных движений

На измеренном топографическом профиле (см. рис. 6) ширина нижнего активного пляжа и к северу, и к югу от пересекающего террасу разлома составляет около 45 м. Высота уступа между нижним активным пляжем и верхним пляжем (то есть, высота тылового шва нижнего пляжа) со-

ставляет 3 м над средним уровнем моря. Уступ не является результатом тектонического поднятия, формируется при эрозионном воздействии штормовых волн, а его положение может меняться в зависимости от времени года и от года к году. Линия начала густой растительности пространственно совпадает с тыловым швом уровня I (верхний активный пляж) и находится на ~1.5 м выше тылового шва нижнего пляжа, то есть на высоте 4.5 м. Положение этой линии относительно среднего уровня моря указывает на высоту, выше которой морская терраса не подвержена воздействию штормовых процессов (за исключением цунами) и может сохраняться как форма рельефа длительное время, становится реликтовой [11].

Данные об относительной высоте разных террасовых уровней и рассчитанные по ним скорости вертикальных движений приведены в табл. 1.

Как уже упоминалось, только два нижних террасовых уровня (I, II) прослеживаются непрерывно из одного крыла разлома в другое. Эти уровни не смещены ни по горизонтали, ни по вертикали. Из этого следует, что последняя подвижка по разлому 2-ой Перевальнойный произошла до образования уровня II, но уже после того, как были сформированы уровни IV и III, т.е. в интервале 1400–200–300 л.н. В общем, это соответствует возрасту последней подвижки (примерно 550 л.н.), установленной при изучении деформированного разреза, вскрытого канавой (см. выше).

Наличие недеформированных уровней I и II в обоих крыльях разлома указывает на то, что само формирование морских террас от вертикальных движений по разлому не зависит: в интервале между подвижками побережье испытывает общее тектоническое поднятие, при котором одновременно с одной скоростью воздымаются участки берега по разные стороны от разлома. В пользу такого предположения свидетельствует то, что рассчитанные средние скорости поднятий (см. табл. 1) для деформированного (IV) и не деформированного (II) уровней примерно равны. Вместе с тем, подвижки по разлому привели к тому, что уровни

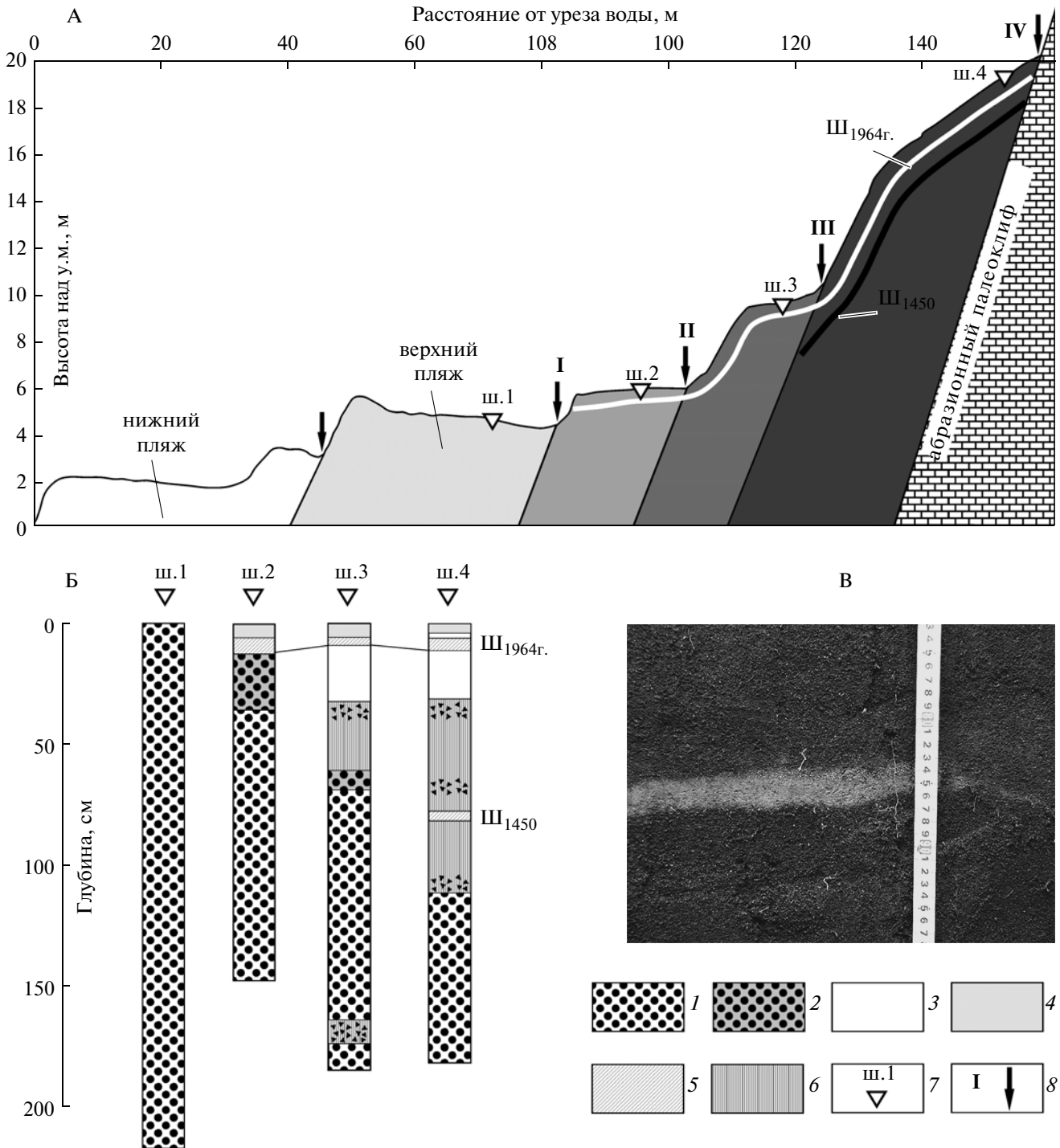


Рис. 6. Топографический профиль (А) и геологическое строение (Б) морской террасы в южном крыле разлома 2-ой Перевальной

1 – чистый морской песок; 2 – морской песок с примесью гумусированной супеси; 3 – гумусированная супесь; 4 – дернина; 5 – тefра; 6 – гумусированная почва с делювием; 7 – положение шурфов и их номера; 8 – положение тыловых швов и порядковые номера террасовых уровней; Ш₁₉₆₄ и Ш₁₄₅₀ – тefры извержений вулкана Шивелуч. Уровни I–II протягиваются непрерывно на северное крыло разлома, уровни III–IV сохранились лишь на южном крыле. На фото (Б) – фрагмент стенки шурфа ш.4 с тefрой Ш₁₄₅₀

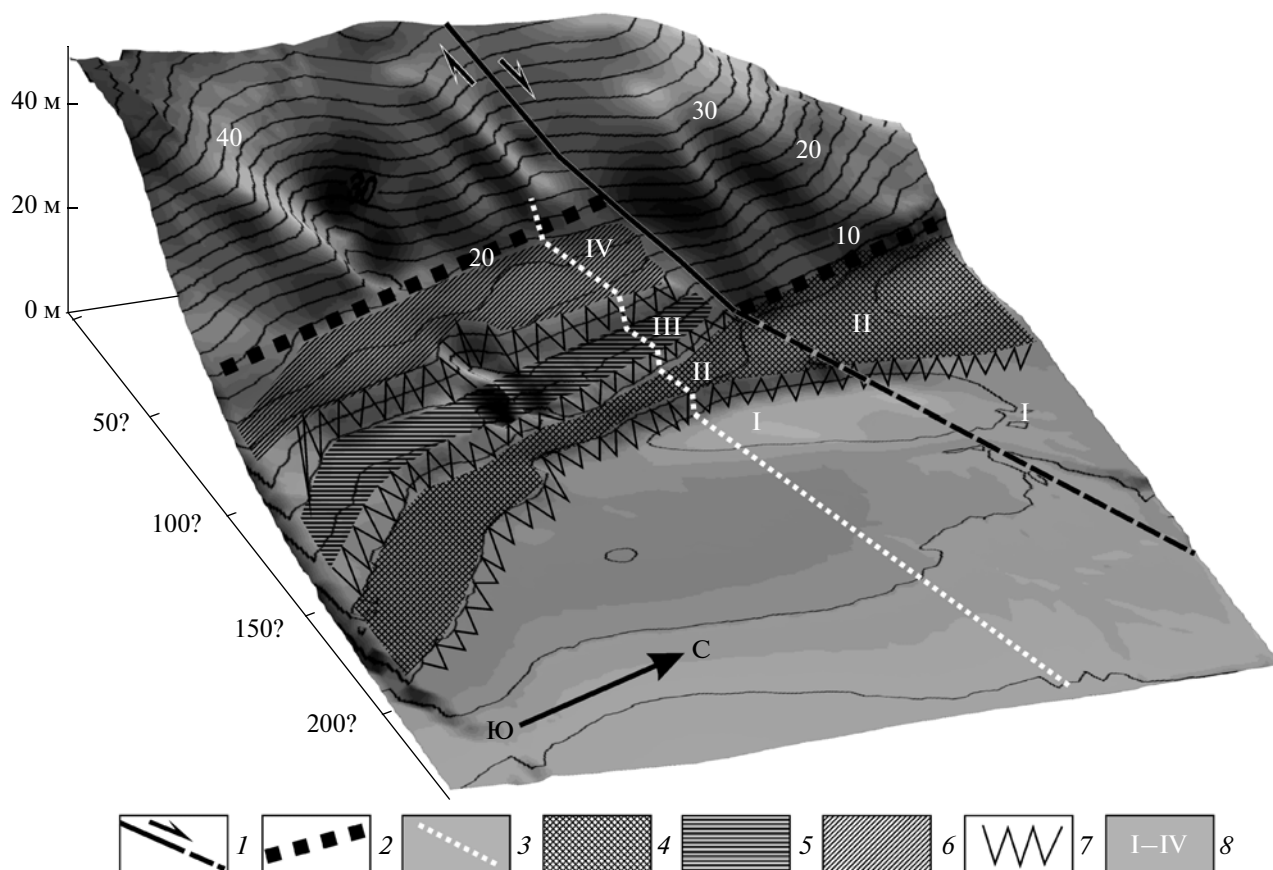


Рис. 7. Трехмерная модель рельефа на участок морской аккумулятивной террасы в месте выхода на нее разлома 2-ой Перевальный

1 – линия разлома, по которой деформированы формы рельефа и отложения, пунктир – линия разлома, по которой деформаций молодой морской террасы еще не произошло; 2 – смещенный по разлому на 30–32 м абразионный клиф; 3 – положение топографического профиля; 4 – террасовый уровень II, не деформированный разломом; 5, 6 – террасовые уровни III и IV, сохранившиеся лишь в южном (поднятом) крыле разлома; 7 – уступы, разделяющие террасовые уровни; 8 – номера террасовых уровней. Линии горизонтали проведены через 2 м

III и IV, высоко приподнятые на южном крыле, на северном крыле были размыты. Следовательно, во время подвижки по разлому северное крыло опускается. Таким образом, именно подвижками по разлому обусловлено отсутствие верхних уровней на северном крыле разлома. Чтобы уровни III и IV были размыты, они должны были оказаться ниже линии максимальной штормовой досягаемости, то есть ниже примерно 4.5 м над средним уровнем моря. Таким образом, амплитуды общего вертикального смещения, по минимальной оценке, должны были быть не менее 14.5 м для уровня IV и не менее 5.5 м для уровня III. Очевидно, что смещения такой амплитуды являются кумулятивными и за последние примерно 1700 лет (после выпадения тефры КС₁) по разлому 2-ой Перевальный произошло несколько подвижек (см. описание канавы выше).

Ранее были определены значения скоростей вертикальных движений побережья на удалении от разлома, рассчитанные также для последних

1650 лет [11, 42]. Средняя скорость поднятия побережья к югу от разлома составляет около 7 мм/год, а к северу от него побережье либо стабилизируется, либо опускается. При этом полученные значения скоростей вертикальных движений по разлому примерно соответствуют разнице скоростей движений побережья к северу и к югу от разлома.

Скорости горизонтальных движений

Палеоклиф, к которому прислонены позднеголоценовые аккумулятивные морские террасы, смещен по горизонтали вправо на 30–32 м. Эта величина, полученная измерением по цифровой модели рельефа, не может быть отнесена к интервалу в 6000 лет, миновавшему с того времени, когда клиф стал активным (при максимальном уровне моря в голоцене). До приращения к нему позднеголоценового террасового уровня IV клиф интенсивно размывался, чему способствовала невысокая механическая прочность пород меловой

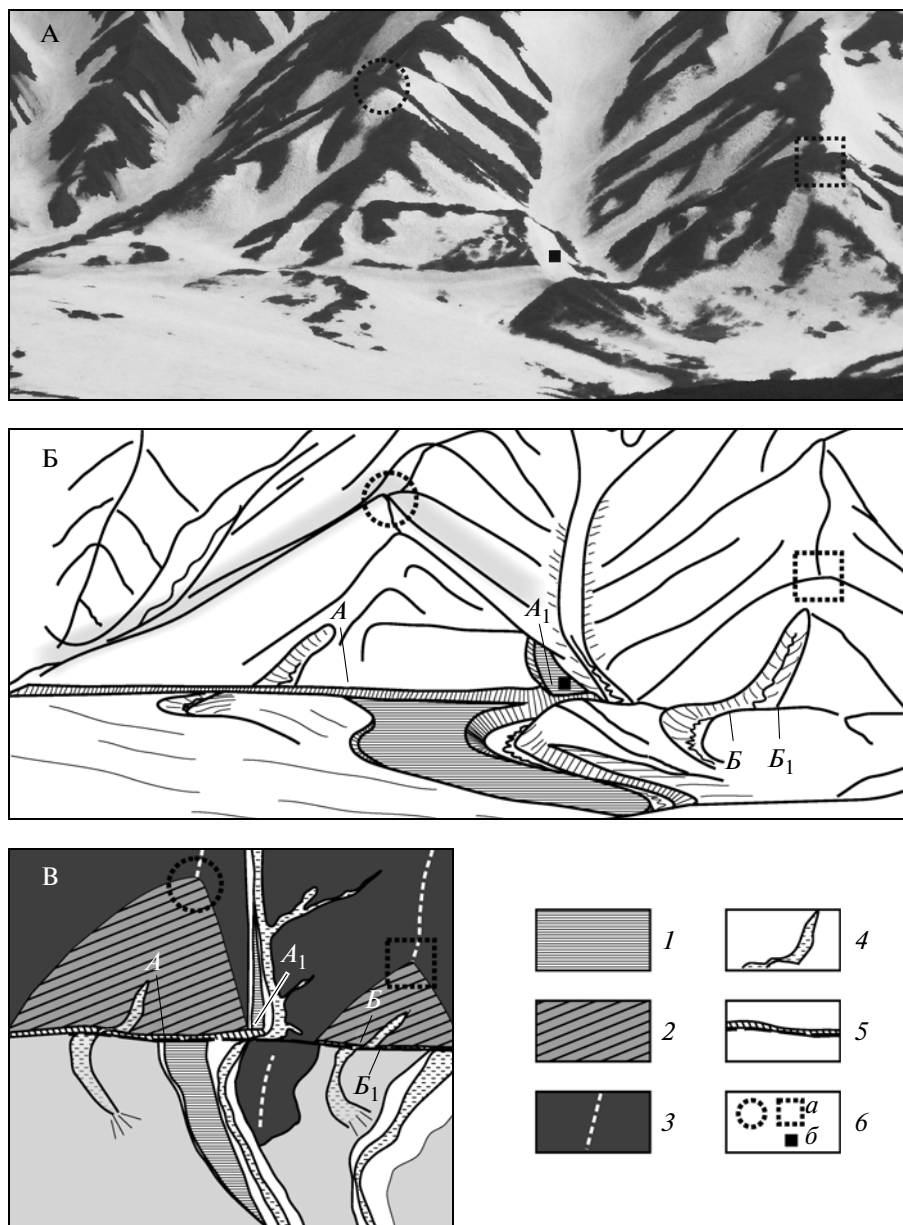


Рис. 8. Смещение элементов рельефа у восточного окончания западной части разлома 2-й Перевальной. А – фотография (вид на юг), Б – зарисовка по фотографии, В – плановая схема

1 – смещенная терраса; 2 – фасеты над молодым разломным уступом; 3 – линии водоразделов; 4 – активные русла; 5 – разломный уступ и линия разлома; 6 – повторяющиеся на А, Б и В элементы рельефа (а) и положение шурфа на террасе (б, на А и Б). Расстояния между точками А–А₁ и Б–Б₁ на Б и В соответствуют величинам горизонтального смещения (см. текст)

смагинской свиты, в которых он выработан (тектонически раздробленные базальты, долериты, туфы, туфоалевролиты, кремни, известняки) [3]. Даже для наиболее устойчивых к разрушениям пород, к которым породы смагинской свиты не относятся, скорость абразии составляет около 1 см/год [5]. Для неустойчивых пород она может достигать десятков метров в год, и в конкретных условиях исследованного участка побережья могла превышать скорость движений по разлому. Та-

ким образом, для оценки величины скорости сдвиговых движений мы использовали возраст начала образования клифа, а возраст, когда он перестал быть активным во время начала аккумуляции террасового уровня IV около 2000 лет назад.

За величину сдвига принималось расстояние по горизонтали вдоль линии разлома между точкой выхода к ней тылового шва смещенной террасы и основанием палеоклифа в противоположном крыле, совпадающем там в плане с тыловым

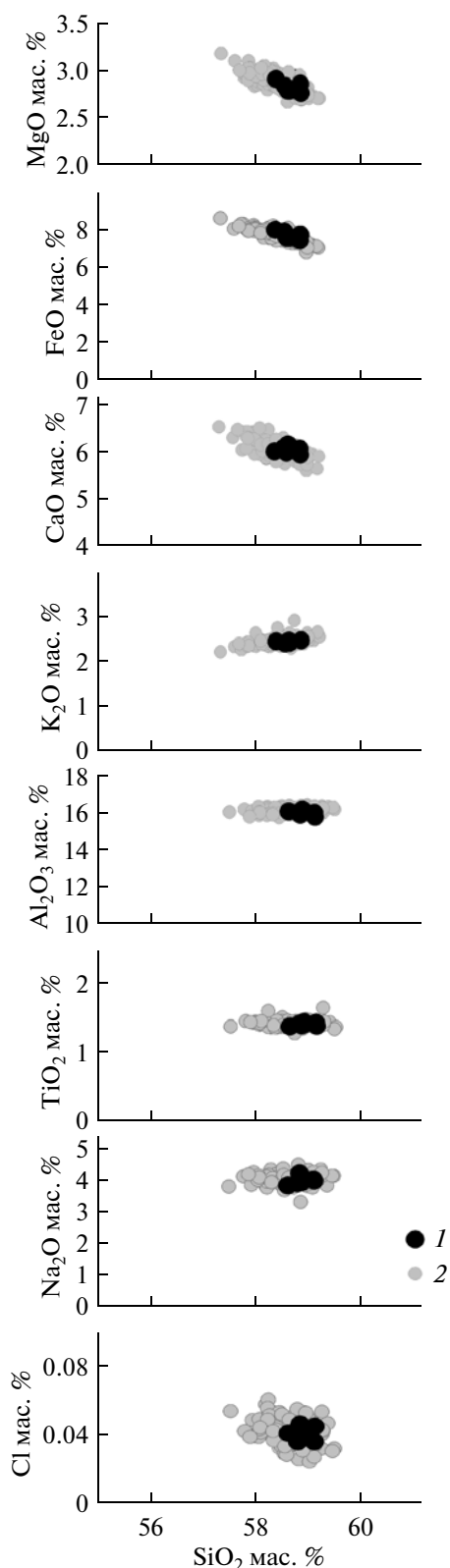


Рис. 9. Содержания главных элементов и некоторых микроэлементов в стеклах из тефры (1), найденной в основании ППЧ на террасе, смещенной разломом. Состав тефры ПЛ2 (2) по работе [43]

швом недеформированного террасового уровня II (рис. 7). Результаты тахеометрической съемки показали, что тыловой шов уровня III смещен по горизонтали вдоль разлома на 5–6 м, а тыловой шов уровня IV – на 30–32 м. Оба значения величины смещения следует рассматривать как минимальные, так как в северном крыле уровни III и IV не сохранились и к абразионному палеоклифу причленены террасовые уровни I и II.

Из полученных данных следует, что минимальное среднее за ~1700 лет значение скорости сдвиговых движений по разлому 2-ой Перевальной на побережье составляет 18–19 мм в год.

Западная часть разлома

Максимальное из выявленных горизонтальных смещений элементов рельефа вдоль западной части разлома наблюдалось на ее восточном окончании, в точке с координатами 56.2012° с.ш., 163.1876° в.д. (рис. 8, положение см. на рис. 3). Измерение правостороннего смещения правого борта водотока, стекающего с хребта Камчатский Мыс в бассейн р. 2-я Перевальная, по аэрофотоснимку, привязанному в географическую систему координат, дает величину примерно в 150 м. Это значение отличается примерно на четверть в большую сторону от полученных ранее простой глазомерной оценкой [6, 34], но представляется наиболее точным.

В южном крыле разлома на поверхности террасы водотока, тыловой шов которой сдвинут на указанную величину, был заложен шурф. Во вскрытом шурфе почвенно-пирокластическом чехле, перекрывающем ручьево-аллювий, было обнаружено несколько прослоев тефры. Состав вулканического стекла из самого нижнего пепла оказался идентичным составу стекла из тефры ПЛ2, связанной с вулканическим массивом Плоских сопков и имеющей возраст ~10200 калиброванных лет (табл. 2, рис. 9, [43]). Ось пеплопада этой тефры проходила через район исследований, что подтверждает правильность корреляции. Таким образом, терраса сформировалась, скорее всего, в раннем голоцене, а среднее за голоцен значение скорости сдвиговых смещений составляло 14–15 мм в год. Вертикальное смещение в этой части разлома несоизмеримо мало по сравнению со сдвиговым: флювиогляциальная (?) поверхность, в которую врезана деформированная разломом терраса, смещена по вертикали примерно на 5 м. Отсюда следует, что минимальное значение отношения горизонтальной компоненты движений к вертикальной компоненте равно 30.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение деформированных разломом отложений показало, что за последние примерно

Таблица 2. Состав вулканических стекол из прослоя тефры в основании почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего смещенную террасу ручья (рис. 8).

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Сумма
263-4	58.84	1.43	16.13	7.53	0.17	2.79	6.13	3.89	2.43	0.59	0.04	0.04	100.00
	59.07	1.44	16.00	7.38	0.07	2.86	6.07	3.93	2.46	0.69	0.01	0.03	100.00
	58.80	1.40	15.93	7.67	0.14	2.81	5.98	4.13	2.44	0.62	0.03	0.04	100.00
	58.76	1.42	16.04	7.85	0.09	2.84	6.08	3.82	2.39	0.63	0.06	0.03	100.00
	58.58	1.39	16.09	7.94	0.13	2.90	6.01	3.76	2.44	0.70	0.02	0.04	100.00
	59.08	1.39	15.81	7.67	0.19	2.76	5.93	3.91	2.46	0.69	0.06	0.04	100.00

Примечание. Анализы выполнены М.В.Портнягиным на электронном микрозонде JEOL JXA 8200 (ГЕОМАР, Киль, Германия). Содержание оксидов в мас. %; анализы нормированы к 100 мас. %.

1700 лет по разлому произошли две подвижки, разделенные промежутком времени примерно в 800 лет. Такое заключение, очевидно, не согласуется с амплитудами вертикальных и горизонтальных движений за тот же период времени, выявленными при изучении деформированной морской террасы. Отнесение кумулятивного сдвигового смещения в 30–32 м к двум событиям дает величину горизонтальной разовой подвижки порядка 15–16 м, что без дополнительного серьезного обоснования не может быть принято как соответствующее реальности. Также нереально велика оказывается разовая вертикальная подвижка, если отнести 14.5 м относительного опускания северного крыла разлома к двум подвижкам. Имеющиеся данные не позволяют установить причины несоответствия. Можно лишь предположить, что вблизи земной поверхности разлом расщепляется не на две, а на большее количество плоскостей, движения по которым не оставили следов во вскрытом канавой разрезе.

Среднее значение скорости горизонтальных движений вдоль восточной части разлома за последние 1600–1700 лет составляет 18–19 мм в год. Вероятно, она была даже несколько выше, поскольку такой расчет не учитывает время, прошедшее после последней подвижки. Средняя за голоцен скорость сдвига вдоль центральной части разлома – 14–15 мм/год. Значение средней скорости сдвига по центральной части, если рассчитать его за первые примерно 8 тысяч лет голоцена и без учета кумулятивного смещения (~30 м) за последние примерно 1700 лет, оказывается несколько ниже – 13.5 мм в год. Следует отметить, что приведенные значения средней скорости можно считать довольно точными. Их сравнение свидетельствуют о возрастании со временем скорости горизонтальных движений по разлому 2-й Перевальный в голоцене. Судя по взбросовому характеру вертикальной компоненты движений, сдвиговые движения по разлому 2-й Перевальный происходят в условиях транспрессии.

Сравнение значений скоростей сдвиговых движений в голоцене с теми, которые следуют из амплитуд смещений более древних образований, также показывает ускорение горизонтальных движений по разлому к современности. Так, величина правостороннего сдвигания тылового шва позднеплейстоценовой террасы MIS5e (~120000 лет) по восточной части разлома составляет примерно 900 м (A₁, рис. 10), что дает значение средней за поздний плейстоцен и голоцен скорости горизонтальных движений примерно в 7.5 мм/год – в два раза меньшее, чем среднее для голоценового времени. Эта оценка скорости, очевидно, не точна, поскольку величина кумулятивного смещения в 900 м получается экстраполяцией направленных отрезков тылового шва террасы MIS5e из разных крыльев разлома на его на линию на базе примерно в 1.2 км (см. рис. 3, 10). Педойя и др. [40] оценили правосторонние смещения тыловых швов террас t1 (MIS5e, ~120 тыс. лет) и t2 (MIS7, ~210 тыс. лет) в 1330 ± 40 м и 1350 ± 40 м, а значения средних скоростей – от 9.9 до 12 мм/год и от 5.7 до 7.3 мм/год соответственно [там же]. Однако и при таких значениях средних скоростей вывод об ускорении горизонтальных перемещений с приближением к современности остается верным. Важным представляется факт примерно одинаковых, в пределах точности измерений, величин сдвига тыловых швов террасы t1 и террасы t2 (A₁ и A₂ на рис. 10): из него следует, что между формированием террас, от 210 до 120 тыс. л. н., скорость сдвига была близка к нулевой или движение отсутствовало, а началось оно по восточной части разлома лишь после формирования террасы t1, то есть с конца позднего плейстоцена.

Выявляется очевидное, не объясняемое погрешностью измерений, различие в соотношениях горизонтальной и вертикальной компонент движения по разлому на его разных отрезках. В прибрежной части разлома скорость вертикальных перемещений составляет около 8 мм в год, лишь в два раза уступая горизонтальной, в то время как вдали от побережья, вдоль западной части

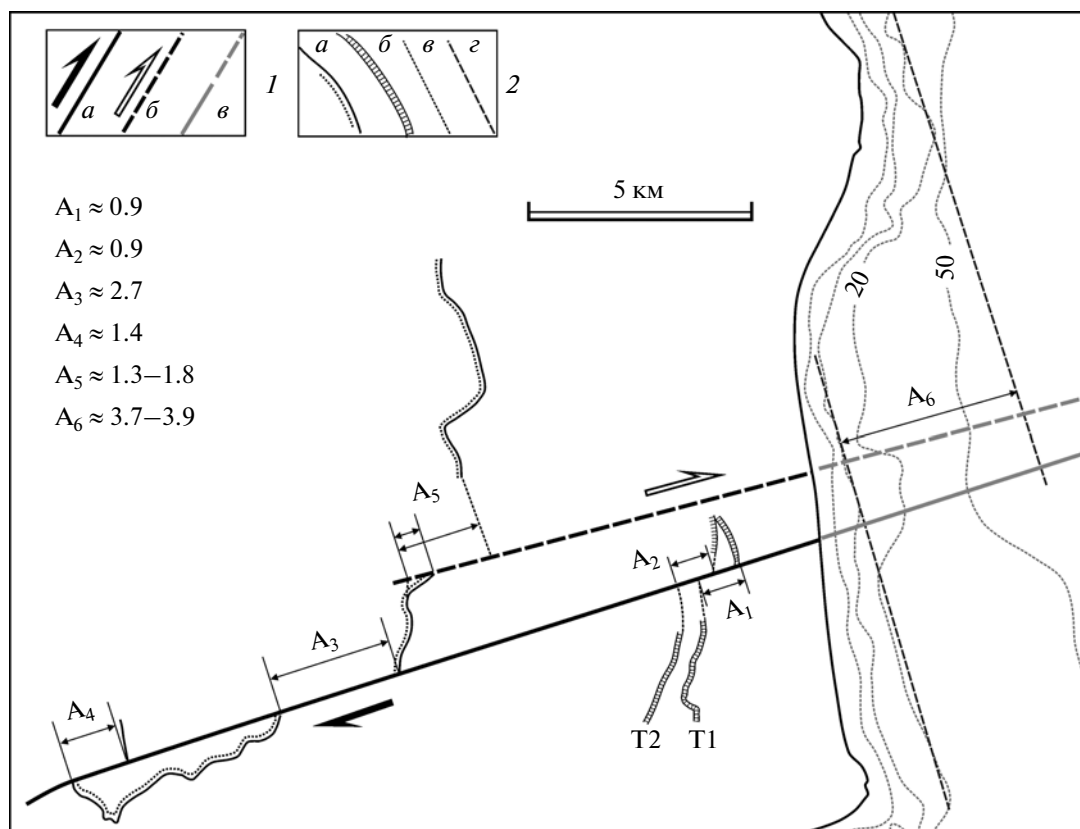


Рис. 10. Амплитуды правостороннего смещения доголоценовых образований вдоль зоны разлома 2-й Перевальный
 1 – разломы активные (*a*), не активные (*б*) и их подводные продолжения (схематизировано); 2 – смещенные геологические и геоморфологические элементы: *a* – граница распространения ольховской свиты (сопровождается точечной линией – несогласный контакт с более древними образованиями), *б* – тыловые швы морских террас, *в* – предполагаемое положение смещенных элементов под рыхлыми четвертичными образованиями или в эродированной части, *г* – подножье подводного склона (аппроксимация изобаты 20 м, по [4])

разлома, она, по сравнению со сдвиговой, пренебрежимо мала. Данных о том, как изменяется, и изменяется ли соотношение горизонтальной и вертикальной компонент вдоль восточной части разлома, нет. Можно предположить постепенное изменение этого соотношения, с уменьшением доли вертикальной компоненты с удалением от побережья и плавным переходом к значениям западной части разлома. Оно также может оставаться постоянным, с резким изменением при переходе от одной части разлома к другой. С первым вариантом согласуется отчетливый наклон вершинной поверхности поднятий в северном крыле восточной части разлома, южнее р. 2-я Перевальная, на восток, в сторону моря, под углом около 3° (врезка Б на рис. 3), если считать его тектоническим, моноклиальным. Второй вариант предполагает, что этот наклон – первичный, то есть представляет собой обычный наклон поверхностей морских террас в сторону моря, и опускание дна депрессии происходило с одной скоростью по всей ее длине. И тот, и другой вариант подразумевают, что большая вертикальная компонента дви-

жений на восточной части сдвигового разлома связана с формированием впадины, занятой ныне долиной р. 2-я Перевальная, и не представляет, таким образом, характеристику всего разлома. Отсутствие значительных вертикальных перемещений по восточной части разлома в четвертичное время следует из того, что поверхности субмеридионального (с г. Командная) и субширотного (с г. Африка) отрезков хребта Камчатского Мыса к северу и югу от депрессии находятся сейчас примерно на одной высоте.

Средняя за позднеплейстоцен-голоценовое время скорость вертикальных движений по восточной части разлома, рассчитанная по поверхности морской террасы MIS5e, составляет 2–3 мм/год – в 2.5–3 раза ниже скорости, полученной по голоценовой террасе (примерно 8 мм/год).

Общее накопленное сдвиговое смещение по западной части разлома 2-й Перевальный восстанавливается по горизонтальному смещению границ распространения ольховской свиты. Восточная граница смещена примерно на 2.7 км, запад-

ная — примерно на 1.3 км (см. рис. 3; A_3 и A_4 на рис. 10), что согласуется с уменьшением средней скорости сдвига в голоцене к западному окончанию западной части разлома. Общее сдвиговое смещение вдоль восточной части разлома, движения по которой начались в конце позднего плейстоцена, составляет примерно 1 км. “Недостающие” на восточной части разлома около 2 км сдвига реализовались, очевидно, в смещениях по другому разлому, ныне не активному. Наиболее вероятно, что это был разлом северного ограничения поднятий в депрессии с долиной р. 2-я Перевальная. Проекция на него с севера восточной части границы распространения ольховской свиты под рыхлыми отложениями р. 2-я Перевальная дает смещение от 1.3 до 1.8 км (максимальное смещение получается, если считать плановый изгиб границы свиты возле разлома присдвиговым) (A_5 на рис. 10), близкое к “недостающему”. Таким образом, можно предположить, что до конца позднего плейстоцена разлом 2-й Перевальный представлял (на суше) систему из двух кулисно расположенных отрезков, а с конца позднего плейстоцена — единый прямолинейный разлом. В целом, суммарная величина ($A_3 + A_5$) горизонтального смещения восточной границы распространения ольховской свиты по активной западной части и неактивному разлому к северу от активной восточной части достигает 3.5 км (максимальное значение). Более высокое, но близкое значение величины общей накопленной сдвиговой деформации (3.7–3.9 км) дает экстраполяция отрезков береговой линии и подводного склона к югу и северу от р. 2-я Перевальная (A_6 на рис. 10). В бассейне р. Ольховая 1-я, в северном крыле западной части разлома, ольховская свита представлена верхней подсвитой со временем начала накопления примерно 0.7–0.8 млн лет назад [2]. Отсюда следует, что средняя скорость сдвиговых движений по разлому в послеольховское время составляла примерно 4.5 мм/год.

Современную скорость сдвиговых движений по разлому 2-й Перевальный можно примерно оценить, экстраполировав средние значения за различные интервалы голоцена на современное время и приняв, что в пределах короткого интервала времени (голоцен) зависимость между ними линейная (рис. 11). Результат экстраполяции, значение около 20 мм в год, дает возможность сравнения скорости горизонтальных движений по разлому со скоростями движения пунктов GPS-измерений на п-ове Камчатский и о-ве Беринга [14, 20] (см. рис. 2В). Если скорость движения пункта Крутоберегово на северо-запад, примерно 15 мм/год, отнести к северному крылу разлома 2-й Перевальный, то его южное крыло должно двигаться в том же направлении со скоростью порядка 35 мм/год. Разница скоростей дви-

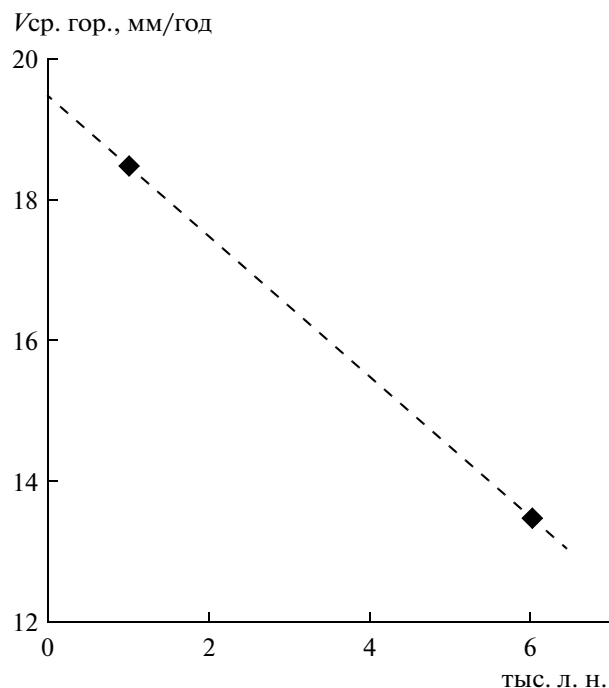


Рис. 11. Значения средней скорости сдвиговых движений по разлому 2-й Перевальный за интервалы времени 0–2000 и 2000–10 500 л.н.

жения пункта Крутоберегово и южного крыла разлома может реализоваться, во-первых, в складчатом короблении фронтальной части западного крыла разлома (район долин рек Пикез и 1-я Перевальная), во-вторых — в движениях по субмеридиональной зоне разрывов, смыкающейся с юга с западным окончанием разлома (см. рис. 2В, врезка А на рис. 3). Наиболее западным элементом этого парагенеза структур может быть меридиональная разрывная зона на западном склоне хр. Камчатский Мыс, сразу к востоку от пос. Крутоберегово. Сочетание правосдвигового разлома 2-й Перевальный с предполагаемой субмеридиональной взбросо-надвиговой системой оказывается аналогичным, при этом, системе из сдвига и взброса в крайней западной части полуострова, отделяющей его от остальной Камчатки (см. рис. 2, врезка А на рис. 3).

Скорости смещения к западу и северного, 15 мм в год, и южного, 35 мм в год, крыльев разлома 2-й Перевальный существенно ниже скорости движения на северо-запад пункта на о-ве Беринга, то есть Командорского блока (примерно 50 мм в год). Зона с деформациями сокращения, обусловленными этой разницей скоростей, может находиться на восточном континентальном склоне полуострова, возможно, в его основании (см. рис. 2В). Скорее всего, ее следует сопоставлять с зоной “сейсмогенного контакта” Алеутской дуги и полуострова Камчатский, существо-

вание которой предположили на основе сейсмологических данных Гейст и Шолл [29].

ВЫВОДЫ

Горизонтальные движения по разлому 2-й Перевальной в голоцене происходили с высокой скоростью. Для сравнения можно отметить, что средняя за последние 2000 лет, 18–19 мм в год, и предполагаемая современная, порядка 20 мм в год, скорости движений по нему почти точно равны скорости горизонтальных движений в голоцене по Северо-Анатолийскому разлому (18 ± 5 мм/год) [30] и лишь немногим уступают скорости движений в последние примерно 14 тыс. лет по некоторым сегментам разлома Сан-Андреас (24 ± 3 мм/год) [37, 45]. Быстрое продвижение южного крыла разлома определяется, очевидно, особенностями геодинамической ситуации и, особенно, близостью к источнику движений – контакту западной части Алеутской дуги и Тихоокеанской плиты.

Сопоставление полученных значений скоростей горизонтальных движений по разлому с данными о направлении и скорости перемещений пунктов GPS заставляет предполагать, что южное крыло разлома должно быть ограничено с востока и запада зонами горизонтального сокращения земной коры полуострова, то есть представляет собой отдельный блок (см. рис. 2В). Это означает, во-первых, возможность до некоторой степени независимого перемещения блока юго-восточной части Камчатского полуострова от Командорского блока и, во-вторых, что разлом не является непосредственным продолжением на сушу правосдвигового разлома Беринга.

Из двух третей скорости трансформных движений, приходящихся на северо-западный дрейф западных Алеут, почти половина расходуется на коллизионную деформацию полуострова Камчатский, играющего роль “буфера” в зоне взаимодействия Алеутской дуги и Камчатки. Остальная часть движения Командорского блока поглощается, очевидно, в движениях, возможно, поддвиговой природы, в зоне “сейсмогенного контакта” Гейста и Шолла [29] в основании восточного континентального склона полуострова.

Увеличение значений средних скоростей горизонтальных движений по разлому 2-й Перевальной отражает ускорение перемещения блока южного крыла разлома (юго-восточной части Камчатского п-ова) с момента начала его движения в начале четвертичного времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00136-а и 12-05-00712-а и 11-05-98534-р_восток_а. Авторы благодарят М.В. Портнягина (ГЕОМАР) за выполнение микрозондовых анализов вулканического стекла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Гедике К., Фрейтаг Р., Дозорова К.А. Активные разломы юго-восточной части Камчатского полуострова и Командорская зона сдвига // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 66–77.
2. Басилян А.Э., Былинская М.Е. Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене – раннем квартере (ольховское время) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 83–91.
3. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. О парагенезисе позднекайнозойских структур зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 18–25.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200000. Изд. 2-е. Объяснительная записка. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII – Усть-Камчатск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
5. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Издательство АН СССР, 1962. 710 с.
6. Кожурин А.И. Молодые сдвиги хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 45–55.
7. Кожурин А.И. Четвертичная тектоника хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 76–87.
8. Кожурин А.И., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника полуострова Камчатский как проявление коллизии Камчатской и Алеутской островных дуг // Материалы XVII Всероссийской конференции “Проблемы сейсмогеотектоники” 20–24 сентября 2011 г. / Ред. А.О. Глико, Е.А. Рогожина, Ю.К. Шукина, Л.И. Надежка. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т. 4. С. 260–263.
9. 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.
10. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. С. 138–159.
11. Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В., Кожурин А.И., Буржуа Дж., Мартин Е.М. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. С. 100–116.
12. Селиверстов Н.И. Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 53–67.
13. Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Яновский Ф.А. О геологическом строении и развитии Командорской котловины (по результатам геофизических

- исследований) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 38–53.
14. Тутков Н.Н., Бахтияров В.Ф., Ландер А.В., Полетаев В.А. Оценки деформации и перемещений по данным наблюдений Камчатской GPS сети // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 312.
 15. Arai R., Iwasaki T., Sato, H., Abe S., Hirata N. Collision and subduction structure of the Izu–Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 475. P. 438–453.
 16. 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 // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 237–269.
 17. Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Braud J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Sharman G., Trimmer R., von Rosenberg J., Wallace G., Weatherall P. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS // *Marine Geodesy*. 2009. Vol. 32. № 4. P. 355–371. doi: 10.1130/B25726.1
 18. Bourgeois J., Pinegina T.K., Ponomareva V.V., Zaretskaia N.E. Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East and their tectonic implications // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2006. Vol. 11. P. 449–463.
 19. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V. Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary Res.* 1997. Vol. 47. P. 125–139.
 20. Bürgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. № B07405. doi: 10.1029/2005JB003648.
 21. Cormier V.F. Tectonics near the junction of the Aleutian and Kuril–Kamchatka arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. Vol. 86. P. 443–453.
 22. DeMets C. Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 17615–17625.
 23. DeMets C., Dixon T.H. New kinematic models for Pacific–North America motion from 3 Ma to present, I: evidence of steady motion and biases in the NUVEL-1A model // *Geophys. Res. Lett.* 1999. Vol. 26. № 13. P. 1921–1924.
 24. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.
 25. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
 26. Fitch T.J. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77. P. 4432–4460.
 27. Freitag R., Gaedicke C., Baranov B., Tsukanov N. Collisional processes at the junction of the Aleutian–Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // *Terra Nova*. 2001. Vol. 13. P. 433–442.
 28. Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N., Alexeiev D., Tsukanov N., Freitag R. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian–Kamchatka junction // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. P. 63–85.
 29. Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics*, 1994. Vol. 13. P. 538–560.
 30. Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. № B10. P. ETG 9-1–9-33. 223. doi: 10.1029/2001JB000393.
 31. Ito T. Active faulting, lower crustal delamination and ongoing Hidaka arc–arc collision, Hokkaido, Japan // *Seismotectonics in convergent plate boundary*. Eds. Y. Fujinawa, A. Yoshida. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), 2002. P. 219–224.
 32. Kimura G. Collision orogeny at arc–arc junctions in the Japanese Islands // *The Island Arc*. 1996. № 5. P. 262–275.
 33. Kimura G. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 404–407.
 34. Kozhurin A.I. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka–Aleutian Junction // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region* // *American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 172*. Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (eds). 2007. P. 263–282.
 35. Kozhurin A.I., Acocella V., Kyle P.R. et al. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: paleoseismic, tectonic and hazard implications // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 417. P. 285–304.
 36. Lowe D.J. Tephrochronology and its application: a review // *Quat. Geochronol.* 2011. Vol. 6. P. 107–153.
 37. Niemi T.N., Hall N.T. Late Holocene slip rate and recurrence of great earthquakes on the San Andreas fault in northern California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. Vol. 20. № 3. P. 195–198.
 38. Paleoseismology / Ed. J.P. McCalpin. Intern. Geophys. Series. Vol. 62. Academic Press, 1996. 588 p.
 39. *Paleoseismology*. Second edition / Ed. J.P. McCalpin. Intern. Geophys. Series. Vol. 95. Academic Press, 2009. 613 p.
 40. Pedoja K., Authemayou C., Pinegina T., Bourgeois J., Nexer M., Delcaillau B., Regard V. “Arc–continent collision” of the Aleutian–Komandorsky arc into Kamchatka: insight into Quaternary tectonic segmentation through Pleistocene marine terraces and morphometric analysis of fluvial drainage // *Tectonics*. 2013. Vol. 32. Is. 4. P. 821–1025. doi: 10.1002/tect.20051
 41. Pedoja K., Bourgeois J., Pinegina T., Hignman B. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia // *Geology*. 2006. Vol. 34. № 5. P. 353–356.

42. *Pinegina T.K., Bourgeois J., Kravchunovskaya E.A., Lander A.V., Arcos M.E.M., Pedoja K., MacInnes B.T.* A nexus of plate interaction: segmented vertical movement of Kamchatsky Peninsula (Kamchatka) based on Holocene aggradational marine terraces // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2013. Vol. 125. № 9–10. P. 1554–1568. doi: 10.1130/B30793.1
43. *Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Pendea I. F., Bourgeois J., Reimer P.J., Garbe-Schönberg D., Krasheninnikov S., Nürnberg D.* Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch)*. 2013. Vol. 102. Is. 6. P. 1673–1699. doi: 10.1007/s00531-013-0898-0
44. *Sella G.F., Dixon T.H., Mao A.* REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2002. Vol. 107. Is. B4. P. ETG 11-1–ETG 11-30.
45. *Weldon II R.J., Sieh K.E.* Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. Vol. 96. № 6. P. 793–812.
46. *Yamazaki H.* Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, Central Japan // *Bull. Geol. Soc. Japan*. 1992. Vol. 43. № 10. P. 603–657.

Рецензенты: Е.А. Рогожин, А.В. Соловьев

Rate of Collisional Deformation in Kamchatsky Peninsula, Kamchatka

A. I. Kozhurin^a, T. K. Pinegina^b, V. V. Ponomareva^b, E. A. Zelenin^a, and P. G. Mikhailyukova^c

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*
e-mail: anivko@yandex.ru

^b *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Boulevard Piipa 9, Petropavlovsk Kamchatsky, 683006 Russia*

^c *Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia*

Received July 22, 2013

Abstract—Detailed data are discussed on the rate of Holocene horizontal and vertical movements along a fault in the southeastern Kamchatsky Peninsula, which is situated between the converging Aleutian and Kamchatka island arcs. The fault is the northern boundary of the block invading into the peninsula under pressure of the Komandorsky Block of the Aleutian arc. The rate of right-lateral slip along the fault increased in the Holocene and reached 18–19 mm/yr over the last 2000 years and 20 mm/yr by contemporary time. Comparison of these estimates with those that follow from offsets of older rocks also indicates acceleration of horizontal movements along the fault from early the Quaternary to the Recent. The results obtained from rates of GPS station migration show that about half the rate of the northwestern drift of the Komandorsky Block is consumed for movement of the southern wall of the fault. The remainder of movement of the Komandorsky Block is consumed for movements (probably, underthrusting) at the eastern continental rise of the Kamchatsky Peninsula.

Keywords: active fault, displacement rate, Kamchatka–Aleutian arc collision