

УДК 551.24:551.782.1(522.28)

МИОЦЕНОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ О. ЦУСИМА)

© 2017 г. В. В. Голозубов^{1, *}, С. А. Касаткин¹, К. Yokoyama², Yu. Tsutsumi², Sh. Kiyokawa³

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, Пр. 100-летия Владивостока, д. 159

²National Museum of Nature and Science, Department of Geology and Paleontology,
4-1-1 Amakubo, Tsukuba, Ibaraki 305 – 0005, Japan

³Kyushu University, Department of Earth and Planetary Sciences,
6-10-1 Hakazaki Higashiku, Fukuoka 812-858, Japan

*e-mail: golozubov@fegi.ru

Поступила в редакцию 28.12.2016 г.

Нижнемиоценовые породы группы Тайшу накапливались в пределах Цусимского присдвигового грабена, прогибание и заполнение осадками которого происходило с исключительно высокой скоростью (около 2700 м/млн л) на фоне северо-восточного направления регионального сжатия. В строении осадочной призмы значительную долю составляет материал, поступивший с участков мелководного шельфа в составе оползневых пластин. Складчатость и внедрение интрузий гранитов на о. Цусима происходили около 15 млн лет назад параллельно с главной фазой раскрытия Японского моря в поле иного, северо-западного направления сжатия. Это сжатие имеет локальный характер и связано с вращением блока Юго-Западной Японии по часовой стрелке. Эти вращения, в свою очередь, могут являться следствием эпизода активного рифтогенеза в расположенных севернее Центральной котловине и котловине Хонсю Японского моря.

Ключевые слова: миоцен, седиментация, дислокации, геодинамические реконструкции, Японское море, остров Цусима

DOI: 10.7868/S0016853X1704004X

ВВЕДЕНИЕ

Остров Цусима располагается в приосевой части одноименного пролива на юго-западном окончании Японского моря, он вытянут в ССВ направлении и имеет протяженность около 75 км при ширине 10–18 км (рис. 1, рис. 2). В структурном отношении остров представляют собой выведенный на поверхность фрагмент кайнозойской Цусимской глубоководной котловины (грабена), располагающейся в юго-западной части Японского моря и характеризующейся, в отличие от окружающих котловину континентальных блоков, океаническим типом коры [1]. На широте о. Цусима этот грабен имеет ширину около 80 км, расширяясь на севере до 250 км. Западный борт Цусимского грабена образован архейским массивом Ренган, обнажающимся на юго-восточном окончании Корейского полуострова и прилегающем к нему шельфе, перекрытом нижнемеловыми терригенными отложениями бассейна Кенсан и верхнемеловыми вулканитами [4]. Восточный борт грабена, частично обнажающийся в юго-западной части острова Хонсю и на о. Кюсю, образован террейна-

ми — фрагментами верхнепалеозойских (?) и мезозойских аккреционных комплексов, перекрытыми кайнозойскими континентальными угленосными отложениями и вулканитами [7].

Остров Цусима образован нижнемиоценовыми морскими терригенными, в значительно меньшей мере — вулканогенными отложениями (туфами кислого состава) общей мощностью до 5400 м, объединенными в группу Тайшу [9]. Несмотря на относительно молодой возраст, эти отложения характеризуются довольно высокой степенью литификации и в этом отношении внешне они мало отличаются от пород, например, раннего мела Сихотэ-Алиня. Породы смяты в складки северо-восточного простирания, содержат силлы и дайки гипабиссальных магматитов кислого, реже среднего и основного составов. В южной части острова осадочные отложения прорваны гранитными интрузиями с обширным ореолом ороговирования, возраст которых — около 15 млн лет [22]. Судя по геофизическим данным, складчатые структуры острова продолжают на прилегающем шельфе и образуют нечто вроде антиклинория, ось которого полого погружается в север-северо-восточном

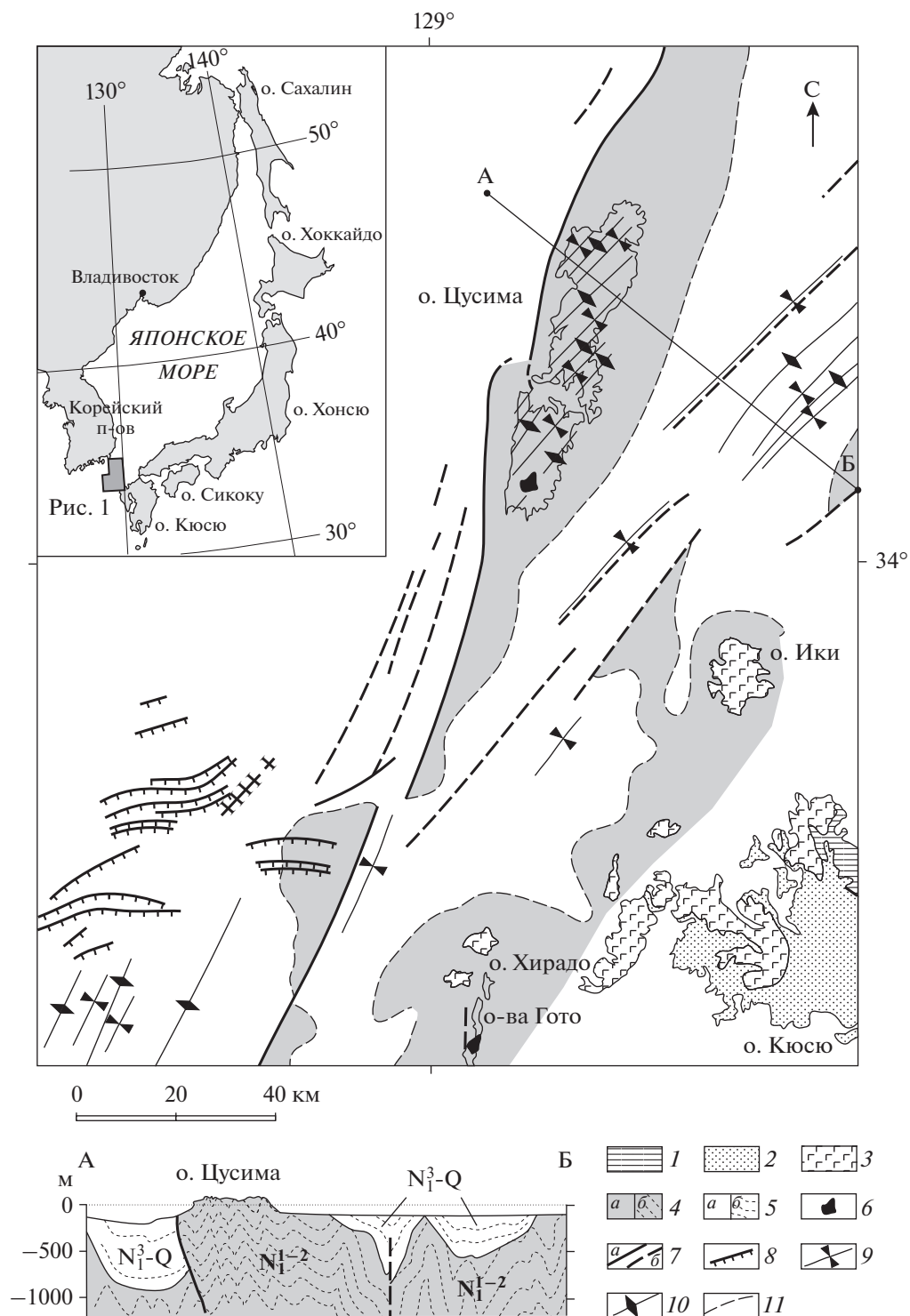


Рис. 1. Схема структур острова Цусима и его обрамления, по [7], с изменениями и дополнениями.

1 – докайнозойский фундамент; 2 – кайнозойские континентальные отложения; 3 – среднемиоцен-четвертичные вулканиты; 4 – ниже-среднемиоценовые морские отложения: а – на плане, б – на разрезе; 5 – средний миоцен-четвертичные морские отложения: а – на плане, б – на разрезе; 6 – среднемиоценовые (15 млн лет) интрузии гранитов; 7, 8 – разломы: 7 – сдвиги: а – установленные, б – предполагаемые, 8 – сбросы; 9, 10 – оси складок: 9 – синклиналей, 10 – антиклиналей; 11 – предполагаемые границы выходов ниже-среднемиоценовых отложений в пределах морской акватории. На врезке: расположение района исследования

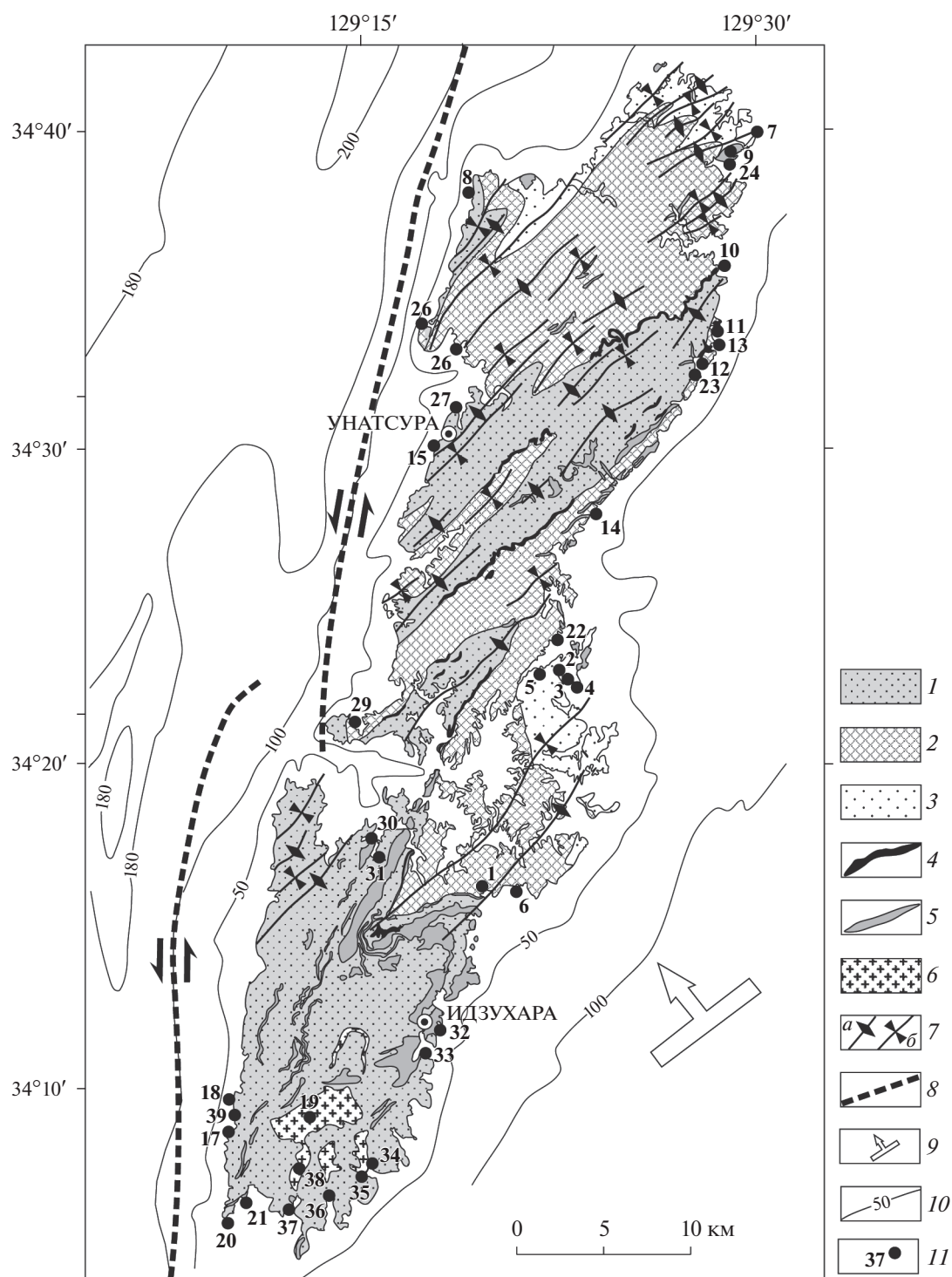


Рис. 2. Геологическая карта острова Цусима, по [9] с дополнениями.

1–3 – нижне-среднемиоценовые отложения (группа Тайшу), формации: 1 – нижняя, 2 – средняя, 3 – верхняя; 4, 5 – дайки и силлы пород основного состава: 4 – среднего, 5 – кислого; 6 – среднемиоценовые (15 млн лет) интрузии гранитов; 7 – оси: а – антиклиналей, б – синклиналей; 8 – предполагаемые разломы. Стрелками показано направление перемещения блоков; 9 – направление регионального сжатия; 10 – изоглубины морского дна (м); 11 – точки наблюдения и их номера

и юг-юго-западном направлениях [7, 11] (см. рис. 1). В пределах восток-юго-восточного крыла этого антиклинория установлено, что смятые в складки ниже-среднемиоценовые отложения группы Тайшу с размывом и угловым несогласием перекрыты слабо дислоцированным чехлом поздний миоцен-четвертичных преимущественно терригенных отложений, мощность которых достигает тысячи метров. Западным ограничением антиклинория является Цусимская система разломов, после которой в опущенном блоке обнажены поздний миоцен-четвертичные образования значительной мощности. Бассейн, котором накапливалась группа Тайшу, мог занимать всю площадь Цусимской котловины, а выведенный на поверхность участок отвечает, по-видимому, одному из ее депозитов.

Остров Цусима — единственное в своем роде место, где непосредственно в обнажениях можно наблюдать особенности кайнозойской седиментации и последующих деформаций комплексов, образовавшихся в пределах компенсированных осадками глубоководных котловин. Соответственно, результаты такого изучения могут пролить свет на детали процесса формирования современной структуры Японского моря в целом.

Полевые структурные наблюдения, которые легли в основу предлагаемой статьи, были выполнены в 2012–2013 гг. в рамках поддержанного Японским правительством проекта “Research on the Earth’s surface processes and biota in and near the Sea of Japan” (руководитель — директор департамента геологии и палеонтологии Музея природы и науки профессор К. Йокояма). К началу работ мы располагали экземплярами геологической карты центральной части острова в масштабе 1 : 50000 [8], всего острова в масштабе 1 : 200000 [9], а также путеводителем геологической экскурсии, которая была проведена на о. Цусима для участников 17-го Международного седиментологического конгресса (Фукуока, 2006 г.) [16]. Остров Цусима характеризуется среднегорным чрезвычайно расчлененным рельефом и покрыт сетью асфальтированных автомобильных дорог, однако геологические наблюдения вдоль этих дорог вести практически невозможно, поскольку скалистые уступы повсеместно залиты бетоном. Обследованные нами участки (рис. 2) в основном располагались вдоль прекрасно обнаженной сильно изрезанной береговой линии острова.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Группа Тайшу достаточно условно расчленена на нижнюю, регрессивную (до 3000 м), среднюю, трансгрессивную (около 1400 м) и верхнюю, регрессивную (до 1000 м) формации [16, 18] (см. рис. 2).

Более 70% разреза группы Тайшу составляют глинистые породы — аргиллиты, алевроаргиллиты и алевролиты массивные и тонкослоистые, слагающие как самостоятельные пачки мощностью до первых сотен метров, так и участвующие в строении пачек турбидитов — ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых прослой мелкозернистых и тонкозернистых песчаников мощностью до 20 см составляют обычно менее 10% разреза. Накопление перечисленных выше глинистых и турбидитовых пачек происходило в относительно глубоководных условиях, у подножья континентального склона. На это указывают, в частности, данные о том, что обнаруженные в этих пачках редкие прослой ракушняка сложены остатками двустворок, скелеты которых образованы карбонатами холодных метановых сипов на глубинах, превышающих 500 м [17].

На этом фоне выделяются горизонты песчаников и пачки переслаивания песчаников и алевролитов с доминированием песчаниковой составляющей, где в песчаниках наблюдаются постепенные переходы от мелкозернистых до грубозернистых структур. Примечательно, что такие переходы наблюдаются при перемещениях как к кровлям слоев (регрессивные циклы), так и в направлениях к их подошвам (трансгрессивные циклы). В последних случаях в подошвах “ритмов” нередко отмечаются следы размыва нижележащих пород с эрозийными “карманами”. Мощности таких горизонтов и пачек, более характерных для верхней, регрессивной формации, от первых метров до 30–40 метров, а в отдельных случаях — первые сотни метров. Они содержат иногда линзовидные прослой гравелитов и конгломератов мощностью до первых десятков сантиметров. Песчаники полевошпат-кварцевые, содержат также зерна мусковита, примесь зерен хлоритовых и глинистых сланцев и кремней [16]. Для них характерны текстуры волновой ряби, нередко обнаруживается хорошо выраженная косая слоистость, а также подводно-оползневые микроскладки. Детальное изучение этих текстур, а также сохранившихся в песчаниковых телах органических остатков (в числе которых установлены солоноватоводные моллюски рода *Corbicula*) показало, что седиментация происходила в обстановке дельты и мелководного шельфа при значительном влиянии приливно-отливных процессов [15, 16]. При этом реконструированы палеотечения, ориентированные вдоль склона палеобассейна в направлении с юга на север с отклонениями на ССЗ и ССВ [15]. В отдельных случаях наблюдались прилегания тел песчаников к преимущественно глинистым “фоновым” осадкам (контакты с песчаниками секут слоистость подстилающих глинистых пород), что интерпретировалось как выполнение песчаника-

ми каналов размыва ранее накопившихся отложений [16].

Таким образом, в разрезе группы Тайшу наблюдается сочетание отложений, накапливавшихся в очень контрастных обстановках — на дне глубоководной котловины и у относительно глубоководных подножий склонов и, с другой стороны — в дельтах рек при значительном влиянии приливно-отливных процессов. В этой связи для реконструирования механизма седиментации представляются важными многочисленные свидетельства того, что описанные выше тела песчаников и переслаиваний песчаников и алевролитов с доминантой песчаников нередко образуют конседиментационные оползневые пластины [16, 18] с мощными (метры и первые десятки метров) зонами дислокаций в основаниях. Проявления гравитационной тектоники подробнее описаны ниже, а здесь лишь отметим, что, очевидно, оползневые тела, переместившиеся с шельфа и континентального склона, участвовали в быстром заполнении палеопроггиба наряду с фоновыми преимущественно глинистыми автохтонными осадками дна. Роль автохтонного и аллохтонного материала в разрезе серии установить в настоящее время невозможно из-за однообразия образующих эти комплексы пород. Тем не менее, уже сейчас можно говорить о нарушениях здесь нормальной стратиграфической последовательности и о том, что в нагромождениях оползневых пластин возможны многократные сдвиги или потери части разрезов.

Горизонты туфов кислого состава наиболее характерны для подошвы средней формации, где установлена их максимальная (до 50 м) мощность. Приблизительно на этом же уровне разреза терригенные породы содержат многочисленные силлы, редко — дайки субвулканических пород — кварцевых порфиров, плагиофиров, реже долеритов. Мощность таких залежей варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Горизонты аналогичных туфов отмечены также на различных уровнях разреза нижней формации, но здесь мощность их значительно меньше (до нескольких м). В верхней формации такие горизонты единичны [18]. Цирконовые датировки прослая туфов у подошвы видимого разреза группы отвечают 17.9 млн лет, а аналогичного прослая у ее кровли — 15.9 млн лет [18]. Верхняя возрастная граница группы определяется временем внедрения гранитов на юге острова — около 15 млн лет назад [22]. Обнаруженные ранее в глинистых породах группы Тайшу остатки эоценовых и олигоценых фораминифер [21] и радиолярий [14] являются, по-видимому, переотложенными [18]. Можно говорить, таким образом, о близкой к максимальной из известных скоростей накопления осадков — не менее 2700 м/млн лет без учета

уплотнения осадков при диагенезе. Приблизительно такой же порядок скоростей лавинной седиментации (до 3600 м/млн лет) установлен лишь в одном месте на земле — в калифорнийских присдвиговых грабенах [6].

Проявления конседиментационной гравитационной тектоники

Конседиментационные тектониты встречаются по всему разрезу группы Тайшу, однако наиболее характерны они для верхней формации и описываются как образования подводных оползней, горизонты глин с валунами, деформированные слои и др. [15, 16, 18].

Конседиментационные оползневые пластины. Конседиментационные оползневые пластины наблюдались нами в разрезе верхней формации группы Тайшу на северо-восточном окончании острова (рис. 3). При общем относительно пологом (20° – 30°) падении слоев на юго-восток разрез образован здесь тремя относительно слабо деформированными пластинами преимущественно песчаников, мощности которых 5–15 м, разделенных двумя “горизонтами” приблизительно такой же мощности, образованными интенсивно рассланцованными алевроаргиллитами с линзовидными будинами мелкозернистых песчаников мощностью до 1 метра. Примечательно, что слоистость в пластинах песчаников и зоны рассланцевания в алевроаргиллитах приблизительно параллельны и лишь у кровли нижней из рассматриваемых песчаниковых пластин наблюдается небольшое азимутальное несогласие (см. рис. 3, Б). Это свидетельствует о доскладчатом, скорее всего, конседиментационном происхождении описываемых тектонитов. Наряду со структурами тектонического будинажа в алевроаргиллитовых горизонтах иногда наблюдаются следы послойного скольжения в виде свернутых слоев с практически горизонтальными осями вращения (см. рис. 3, В).

Ориентировочно такого же масштаба серия оползневых пластин преимущественно песчаников наблюдалась нами также и на северо-западном побережье островов (рис. 4). Здесь зоны рассланцевания в подошвах пластин иногда сопровождаются микроскладками сложной морфологии. Подошва нижней из видимых пластин несет на себе следы тектонической эрозии, “стесывания”, происходившего, по-видимому, при перемещениях пластины вниз по склону.

Несколько южнее в обнажениях вдоль восточного побережья острова нами наблюдалась пачка туфов дацитов мощностью около 50 м (рис. 5, т.н. 10). Эта пачка маркирует подошву средней формации и образована светло-серыми породами с хорошо выраженной слоистостью, фиксирую-

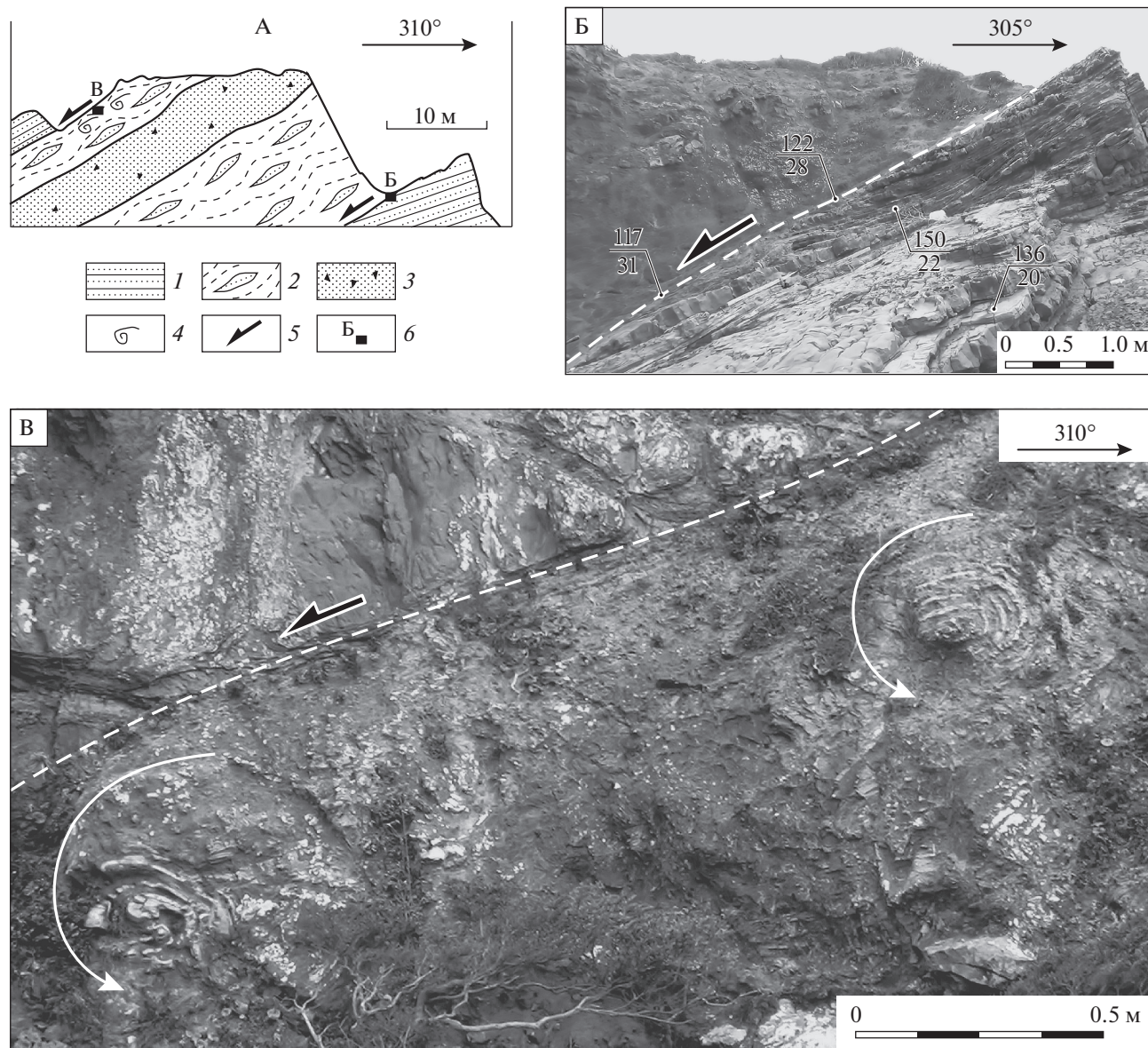


Рис. 3. Серия оползневых пластин в разрезе верхней формации группы Тайшу.

Мыс на северо-восточном окончании о. Цусима — точка наблюдений 7 (см. на рис. 2). А — разрез: 1 — песчаники мелко- и среднезернистые слоистые; 2 — алевролиты и алевроаргиллиты рассланцованные с разлинзованными прослоями (будинами) мелкозернистых песчаников; 3 — песчаники разномзернистые (от мелко- до грубозернистых) с угловатыми включениями алевролитов; 4 — рулетообразные складки волочения; 5 — направления перемещения пластин; 6 — точки съемки объектов, показанных на фотографиях Б и В. Б — граница между пластиной, образованной слоистыми песчаниками, и перекрывающей пластиной рассланцованных алевролитов с будинами песчаников (выделена белой прерывистой линией). В — рулетообразные складки волочения в рассланцованных алевролитах. В числителе — азимут, в знаменателе — угол падения. Цифрами показаны элементы залегания слоев и зон контактов

щей смену слоев различного гранулометрического состава — от лапиллевых до псаммитовых и алевроитовых туфов. В кровле пачки при относительно пологих (20° – 30°) падениях слоев на северо-запад (310° – 320°) наблюдается согласный переход из туфов в преимущественно алевролитовые турбидиты (см. рис. 5, В). Ниже ее подошвы обнажена олистостромовая пачка мощностью 5–

8 м, образованная разновеликими глыбами, щебнем и более мелкими (вплоть до песчаной размерности) включениями — олистолитами в алевролитовом матриксе (см. рис. 5, Б). В составе олистолитов резко преобладают те же алевролиты, но встречаются также песчаники и туфы кислого состава. Олистостромовая пачка согласно подстилается толщей фоновых нормально-слоистых

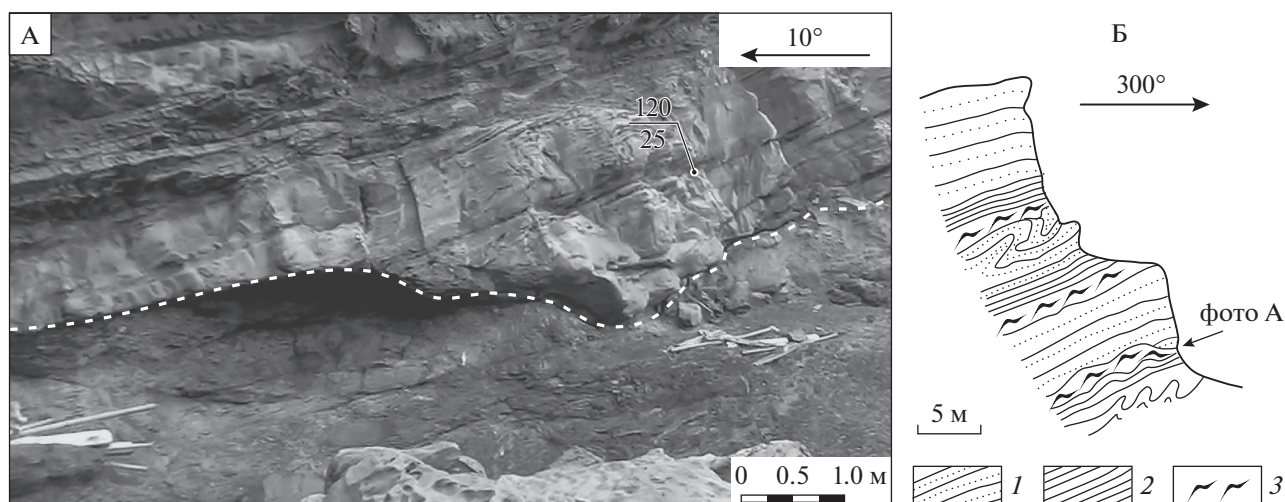


Рис. 4. Морфология подошвы оползневой пластины (А) и ее положение в разрезе (Б).

Нижняя формация группы Тайшу, северо-западное побережье о. Цусима. Точка наблюдения 8 (см. на рис. 2). А — подошва нижней из видимых пластин (выделена белым пунктиром). Б — разрез вкрест берегового обрыва. 1 — песчаники мелко- и среднезернистые слоистые; 2 — алевролиты и алевроаргиллиты; 3 — зоны рассланцевания. Цифрами показаны элементы залегания слоев. В числителе — азимут, в знаменателе — угол падения

алевроаргиллитов и преимущественно алевролитовых турбидитов.

На другом крыле антиклинали, приблизительно в 5 км южнее, эта же пачка туфов также полого (15° – 20°) падает уже на ЮВ (125° – 130°). Подстилающие алевролиты и здесь содержат олистолиты туфов кислого состава (см. рис. 2, т.н. 13).

Описанная выше олистостромовая пачка, являясь индикатором конседиментационных обвално-оползневых процессов, фиксирует, по видимому, зону скольжения в подошве туфовой пластины, сползавшей вниз по палеосклону совместно с вышележащими осадками. При этом происходило разрушение фронтальной части пластины и обеспечивалось, таким образом, попадание обломков туфов в нижележащие осадки. Обнаружение олистостромовой пачки на обоих крыльях антиклинали свидетельствует о том, что перемещавшаяся вниз по склону пластина имела площадь, как минимум, в несколько десятков квадратных километров и масштабы ее перемещения могли быть весьма значительными.

Оползневые складки. Оползневые складки наблюдаются спорадически по всему разрезу группы. Обычно они не переходят за границы прослоев чаще всего слоистых песчаников. Приведены примеры оползневых наклонных и опрокинутых складок шириною от 0.5 м (рис. 6, А) до нескольких метров (см. рис. 6, Б). Судя по вергентности микроскладок, оползание материала при накоплении нижней формации шло с юго-востока на северо-запад (см. рис. 6, А), в то время как при накоплении верхней формации материал переме-

щался с северо-западного борта палеопроггиба в юго-восточном направлении (см.рис. 6, Б).

Примером более значительных по масштабам оползневых складок, в которые вовлечены пачки турбидитов — чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов суммарной мощностью до нескольких десятков метров, могут служить структуры, которые мы наблюдали на западном побережье острова у пос. Унатсура (рис. 7, А, т.н. 15). При фоновом СВ (50° – 60°) простирании углы падения слоев на этом участке быстро меняются от пологих (10° – 30°) до вертикальных, причем нормальные залегания чередуются с опрокинутыми. Первоначально создавалось впечатление, что слои деформированы в обстановке интенсивного латерального сжатия. Однако на одном из участков хорошо видно, что ядро довольно значительной по размерам опрокинутой антиклинали не переходит в подстилающий пласт песчаников, образующих круто наклоненную моноклиаль (см. рис. 7, Б, В). В зоне перехода от ядра складки к нижележащему бронирующему пласту песчаников отсутствуют следы какого-либо механического скольжения в виде зон дробления, тектонических глин или просто поверхностей со штриховками скольжения. Это свидетельствует о том, что образование этих структур происходило в начальную стадию диагенеза осадков, скорее всего, в результате крупномасштабных подводных оползней. Примечательно, что, судя по вергентности ядра антиклинали, перемещение предполагаемого оползня происходило с СЗ на ЮВ (см. рис. 7, В), то есть современное крутое падение его подошвы на СЗ яв-

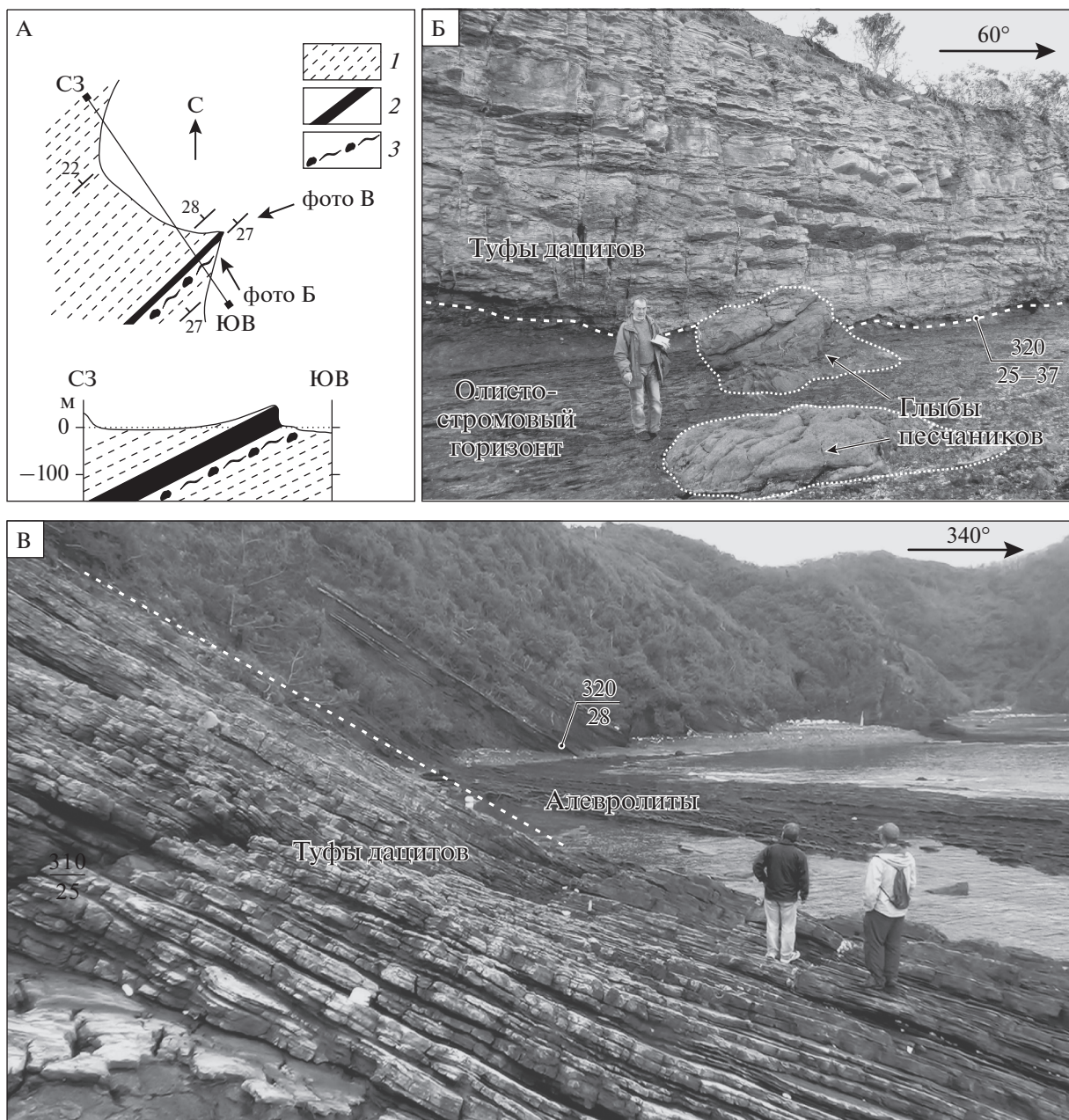


Рис. 5. Взаимоотношения горизонта туфов дацитов в подошве средней формации группы Тайшу с подстилающими и перекрывающими терригенными отложениями. Восточное побережье о. Цусима, точка наблюдений 10 (см. на рис. 2). А — схематический план и разрез по обнажениям на точке наблюдений 10: 1 — алевролиты слоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников; 2 — туфы дацитов псефопсаммитовые слоистые; 3 — олистостромовый горизонт. Б — контакт горизонта туфов дацитов с подстилающей олистостромовой пачкой. В — согласный переход туфов дацитов в вышележащие терригенные породы. Линии контактов выделены белым пунктиром. Цифрами показаны элементы залегания слоев и зон контактов: в числителе — азимут, в знаменателе — угол падения

ляется, по-видимому, вторичным, связанным с последующим складкообразованием.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Деформации, в ходе которых была сформирована современная складчатая структура острова,

происходили в течение менее одного миллиона лет. Этот вывод обоснован цирконовыми датировками туфов верхней части разреза группы Тайшу (15.9 млн лет [18]) и гранитов, прорывающих уже сформированные складки (15.0 млн лет [22]). Кроме складок, ансамбль образовавшихся при этом структур включает сопряженные со складчатостью разрывы, а также системы тре-

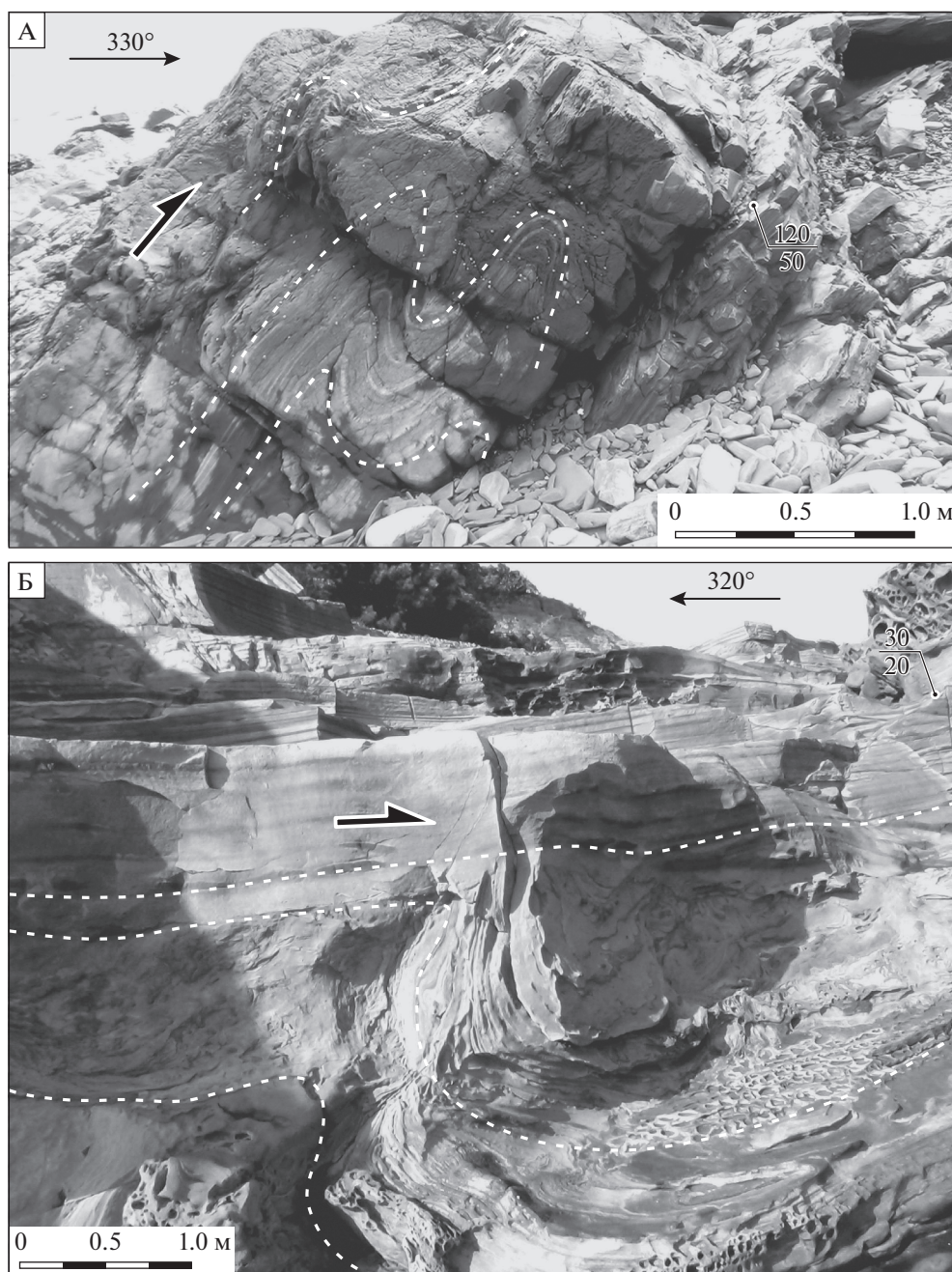


Рис. 6. Подводно-оползневые складки в нижней (А) и верхней (Б) формациях группы Тайшу. Стрелками обозначены направления перемещения материала. Простираения осей складок северо-восточное (около 30°). А — точка наблюдения 21, Б — точка наблюдения 4. Расположение точек — см. на рис. 2. Цифрами обозначены элементы залегания пород: в числителе азимут, в знаменателе угол падения

щин, обычно выполненных кварцем, реже — кальцитом, и еще реже — субвулканическими и песчаниковыми дайками, т.е. трещин растяжения.

Складчатые структуры. Терригенные, в значительно меньшей степени вулканогенные образования смяты в систему складок, оси которых имеют северо-восточное (40°–50°) простираение (см. рис.

2). Лишь на юго-западном окончании острова намечается переход к доминированию север-северо-восточных (до меридионального) простираний слоев. Ширина складок — до 15–20 км; их приосевые части и крылья нередко осложнены складками более высокого порядка, шириною в первые километры. Углы падения слоев на кры-

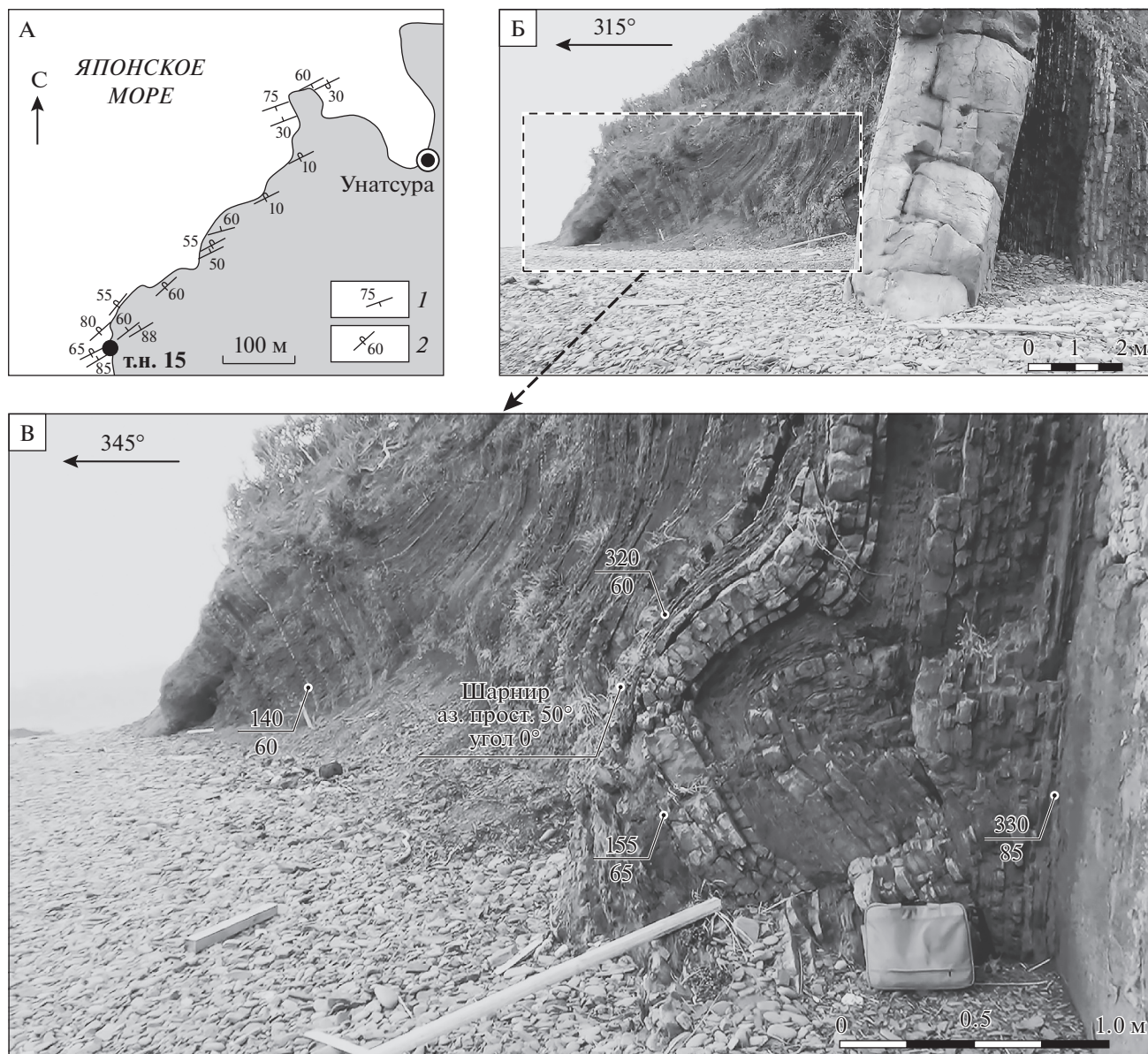


Рис. 7. Подводно-оползневая складка в породах нижней формации группы Тайшу на северо-западном побережье о. Цусима у пос. Унатсура.

Точка наблюдения 15 (см. на рис. 2).

А – местоположение точки наблюдения 15 и элементы залегания слоистости: 1 – нормальное, 2 – опрокинутое залегания.

Б – общий вид обнажения. В – ядро наклонной подводно-оползневой складки. Перемещение материала с юго-востока на северо-запад. Цифрами обозначены элементы залегания пород: в числителе азимут, в знаменателе угол падения

лях складок – от 20° до 60° , редко более (рис. 8). Шарниры складок практически горизонтальные при слабом погружении в северо-восточном направлении.

Указанное среднее простирание осей складок подразумевает северо-западное (около 320°) направление сжатия, которое определяет, в свою очередь, значительную левосдвиговую компоненту перемещений вдоль Цусимской системы разломов север-северо-восточного простирания.

Менее отчетливо на диаграмме (см. рис. 8) распознается пояс ориентировок слоистости с осью, развернутой на 30° против часовой стрелки относительно главной оси и подразумевающий запад-северо-западное (около 290°) направление сжатия. Наличие такого пояса свидетельствует либо о вариациях направлений сжатия при складкообразовании, либо о попадании отдельных участков в зону влияния левосдвиговых перемещений вдоль разломов ССВ простирания.

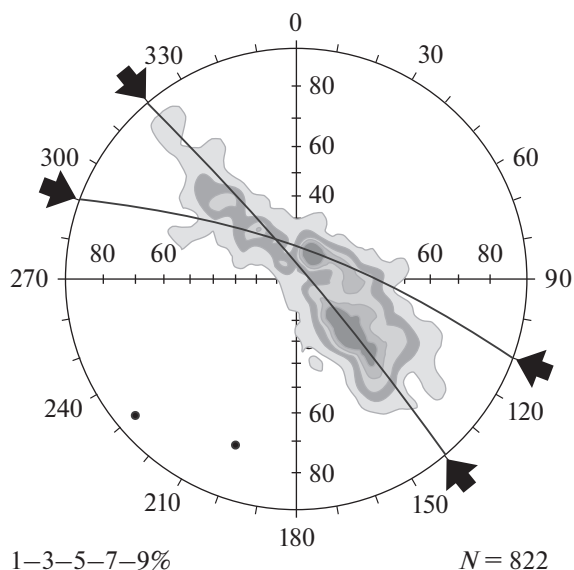


Рис. 8. Суммарная диаграмма ориентировок слоистости (группа Тайшу, о. Цусима). В выборку включены ориентировки слоев, показанные на геологической карте масштаба 1 : 50000 центральной части острова [8], а также ориентировки слоев, измеренные авторами в ходе полевых работ в 2012–2013 гг. Сетка Вульфа, верхняя полусфера. Показаны изолинии плотности (в %), экваторы поясов слоистости (дуги больших кругов) и их оси (точки). N — количество замеров. Стрелками показаны направления сжатия

Разрывные нарушения. Разрывные нарушения, осложняющие складчатость, судя по геологическим картам острова [8, 9], распространены незначительно. На этих картах показаны лишь несколько нарушений меридионального и север-северо-восточного простирания в юго-западной и северо-западной частях острова. Протяженность этих разломов до 5 км, каких-либо перемещений вдоль них на картах не видно. Эти разломы в целом субпараллельны Цусимской системе разломов и, по-видимому, они также с левосдвиговой компонентой перемещений.

Следует все же отметить, что роль такого рода разломов японскими исследователями на острове явно недооценена — в ходе наших полевых работ при всей их обзорности проявления сдвиговой тектоники наблюдались неоднократно. Чаще всего это крутопадающие зоны расщепления пород, вдоль которых наблюдались микроскладки с крутопадающими шарнирами. Простирание этих зон север-северо-восточное и северо-восточное, близкое к простираниям прилегающих ненарушенных слоев. Так, в 350 м севернее (см. на рис. 2, т.н. 10) полоса полого падающих на СЗ преимущественно алевролитовых турбидитов (аз. пад. 320° , угол пад. 12°) пересекается субвертикальной зоной интенсивного расщепления мощностью в 5–15 м, простирающейся на северо-восток (40° – 50°), в которую затерты

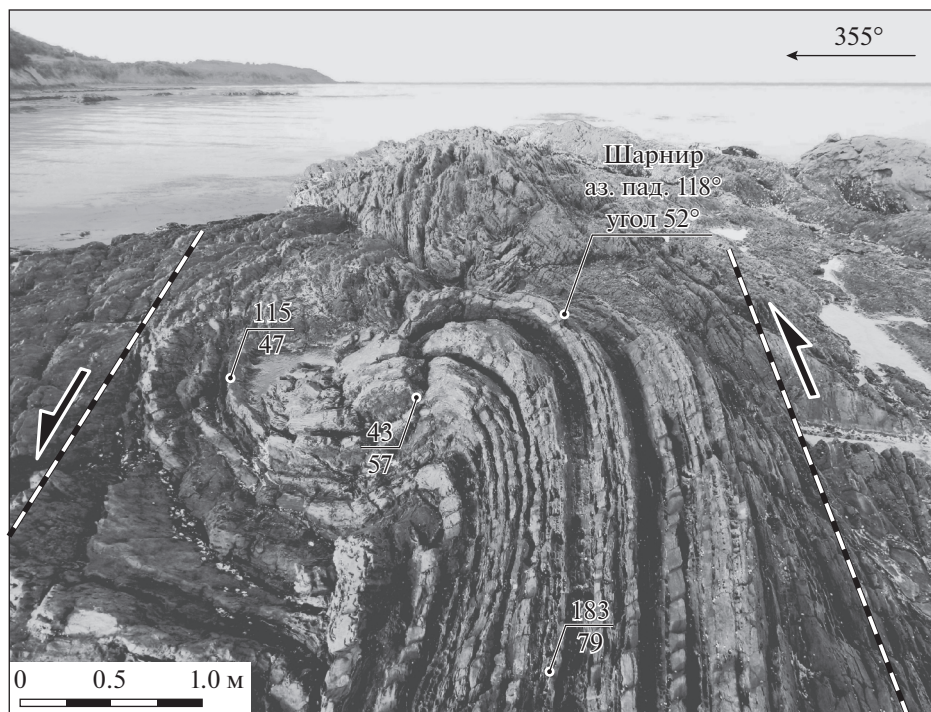


Рис. 9. Складки с крутопадающими шарнирами во флише средней формации группы Тайшу. Восточное побережье о. Цусима, точка наблюдения 24 (см. на рис. 2). Цифрами обозначены элементы залегания пород: азимут (числитель) и угол падения (знаменатель)

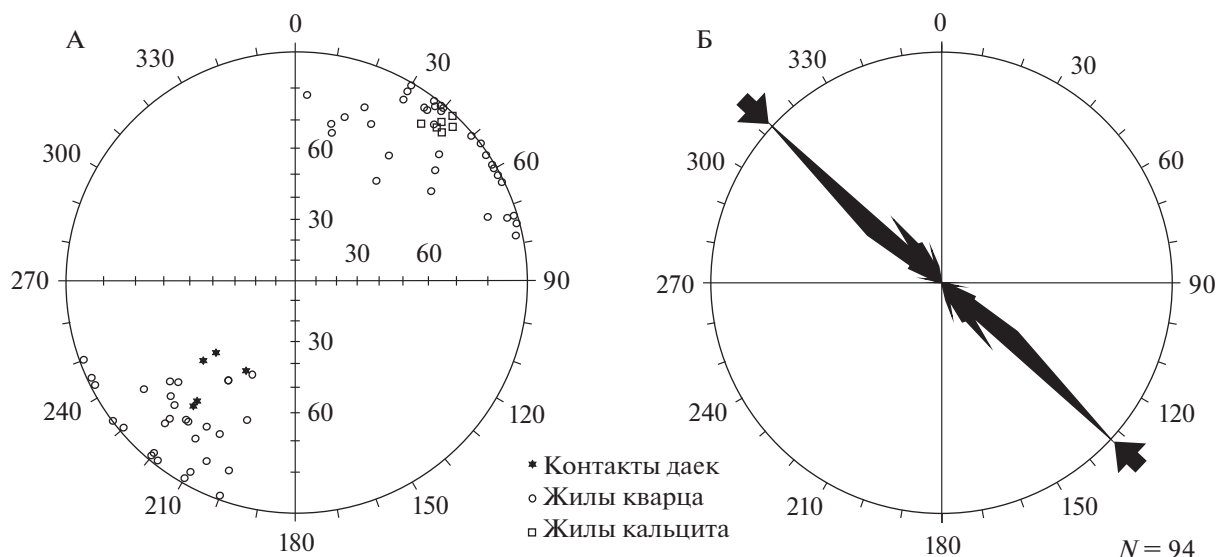


Рис. 10. Ориентировки структур растяжения (А, сетка Вульфа, верхняя полусфера) и роза-диаграмма их простира-ний (Б).

N — количество замеров. Стрелками показано направление сжатия

фрагменты микроскладок с крутопадающими шарнирами. В пределах этой же зоны наблюдались также закатанные фрагменты, причем оси вращения материала в этих фрагментах субвертикальны. Иногда наблюдались микроскладки с крутопадающими шарнирами без видимой связи с зонами разрывов (рис. 9). Эти микроскладки образовались, по-видимому, в результате вязкопластического течения материала по латерали.

Структуры растяжения. Структуры растяжения — жилы и прожилки кварца и кальцита, а также редкие дайки риолитов, заполняющие трещины отрыва, в обнажениях пород группы Тайшу наблюдались повсеместно. Мощности жил и прожилков кварца и кальцита — обычно до нескольких сантиметров, редко — первые десятки сантиметров, а даек — до нескольких метров. При резко преобладающих крутых (до вертикальных) падениях (рис. 10, А) простиражение жил и даек меняется от меридионального до северо-западного, оно ориентировано преимущественно поперек слоистости с максимумом простираний около 310° (см. рис. 10, Б). Нередки случаи, когда прожилки кварца группируются в ясно выраженные эшелоны, по которым можно установить направление потенциальной горизонтальной составляющей перемещений вдоль трещин. Показан пример сочетания “эшелонов” различной ориентировки (рис. 11), по которым определяется правостороннее и левосторонние потенциальные перемещения и уверенно устанавливается близмеридиональное направление сжатия на данном конкретном участке. Данное направление, по-видимому, является локальным, поскольку статистический

максимум простираний жил и прожилков, как уже говорилось, $S3\ 310^\circ$, и именно это направление отвечает среднему направлению регионального сжатия. Близкой цифрой (320°) характеризуется направление сжатия, полученного, как уже говорилось, по более обстоятельной выборке ориентировок слоистости (см. рис. 8).

Песчаные дайки. Песчаные дайки на о. Цусима обнаружены нами впервые и наблюдались на одном участке вдоль восточного побережья острова (рис. 12, т.н. 24). Здесь обнажена пачка алевроаргиллитов и алевролитов с частыми прослоями песчаников мощностью 1–5 см, редко до 30 см, составляющими 5–10% суммарной мощности отложений. При “фоновом” падении слоев на ЮВ (140° – 150°) под углами 50° – 75° эта пачка содержит серию волнообразно изогнутых линзовидных тел, образованных массивными мелкозернистыми песчаниками. Мощность этих тел достигает полуметра, они вытянуты в целом на ССВ (0° – 20° с изгибами до СВ 50° – 60°) при падении на запад под углами 40° – 70° . Иногда в расположении цепочек таких даек намечаются элементы кулисообразности (см. рис. 12, Б). Интрузивные взаимоотношения этих песчаных тел с вмещающими породами не вызывают сомнений. Очевидно также, что в этих дислокациях участвовали породы, литификация которых не была завершена. В качестве источника подобных даек обычно предполагается “плавун”, состоящий из отжатой в ходе литификации воды, содержащей взвесь песка [2]. Остается открытым вопрос о том, на каком этапе деформаций произошло внедрение песчаных даек. В рассматриваемом случае с уче-



Рис. 11. Сопряженная система эшелонированных кварцевых прожилков, формировавшаяся под действием субмеридионального сжатия. Точка наблюдения 7 (см. на рис. 2). Точечные линии — границы эшелонированных структур, стрелки — направления сдвиговых перемещений. Большая стрелка — ориентировка сжатия

том того, что дайки внедрялись в уже наклоненные глинистые осадки, правомерно предположение, что этот процесс происходил на этапе заключительных складчатых дислокаций не до конца литифицированных пород. В пользу этого предположения свидетельствует относительно быстрый (менее 1 млн лет) переход от седиментации к складчатости и внедрению гранитов (между 15.9 и 15 млн лет). Об этом же свидетельствуют

преимущественно СЗ и ССЗ простирания этих даек, соответствующие простираниям описанных выше структур растяжения.

Менее вероятным, на наш взгляд, является вариант, при котором относительно крутые залегания вмещающих дайки пород являются результатом оползневых дислокаций (см. рис. 7) и, соответственно, внедрение песчаных даек могло

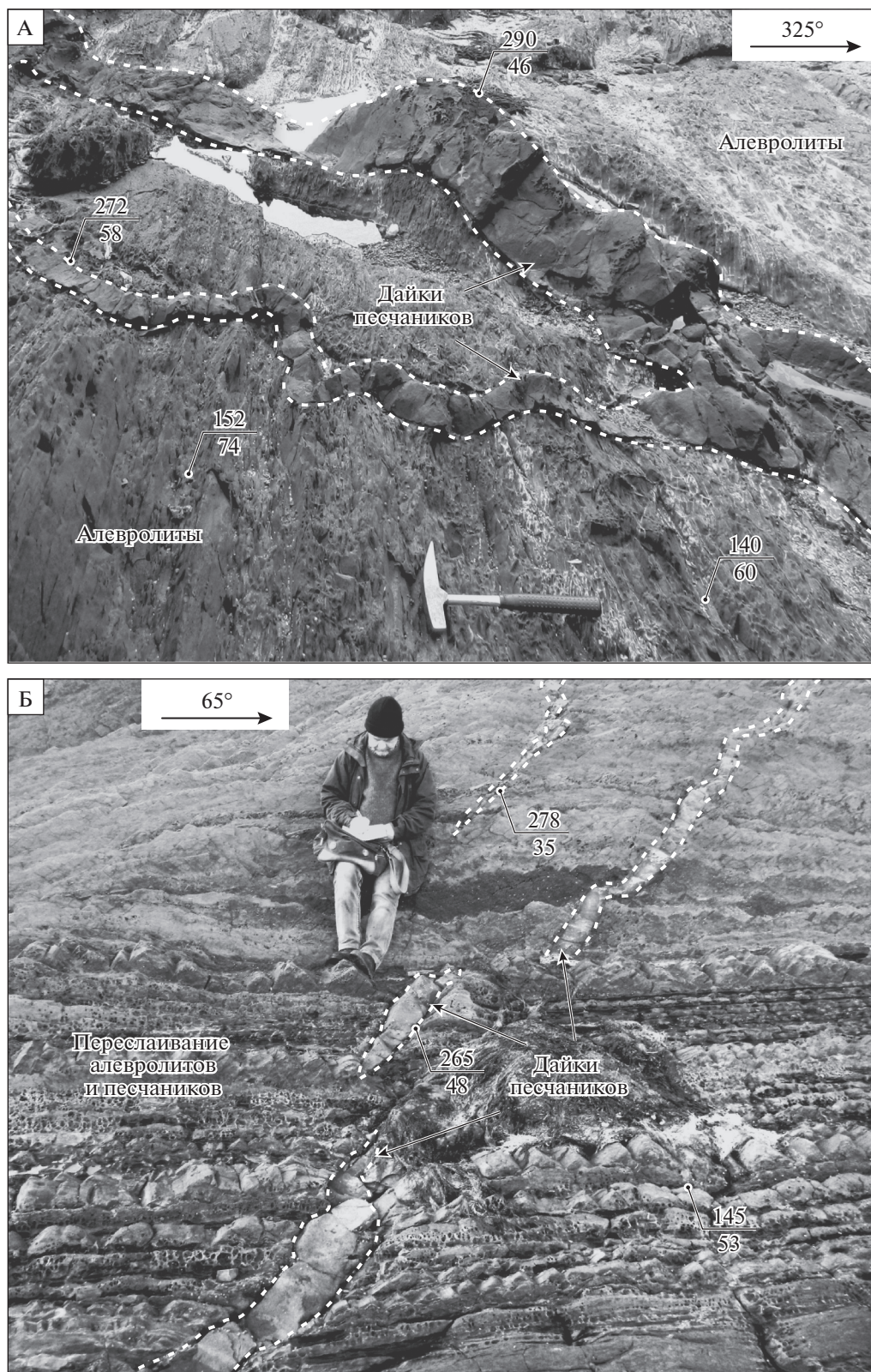


Рис. 12. Морфология даек песчаников, внедрившихся в крутопадающие слои средней формации группы Тайшу. Восточное побережье о. Цусима, точка наблюдения 24 (см. на рис. 2).

А — разветвление дайки песчаников. Б — кулисообразное расположение цепочки даек песчаников.

Цифрами обозначены элементы залегания пород и контактов даек: азимут (в числителе) и угол падения (в знаменателе)

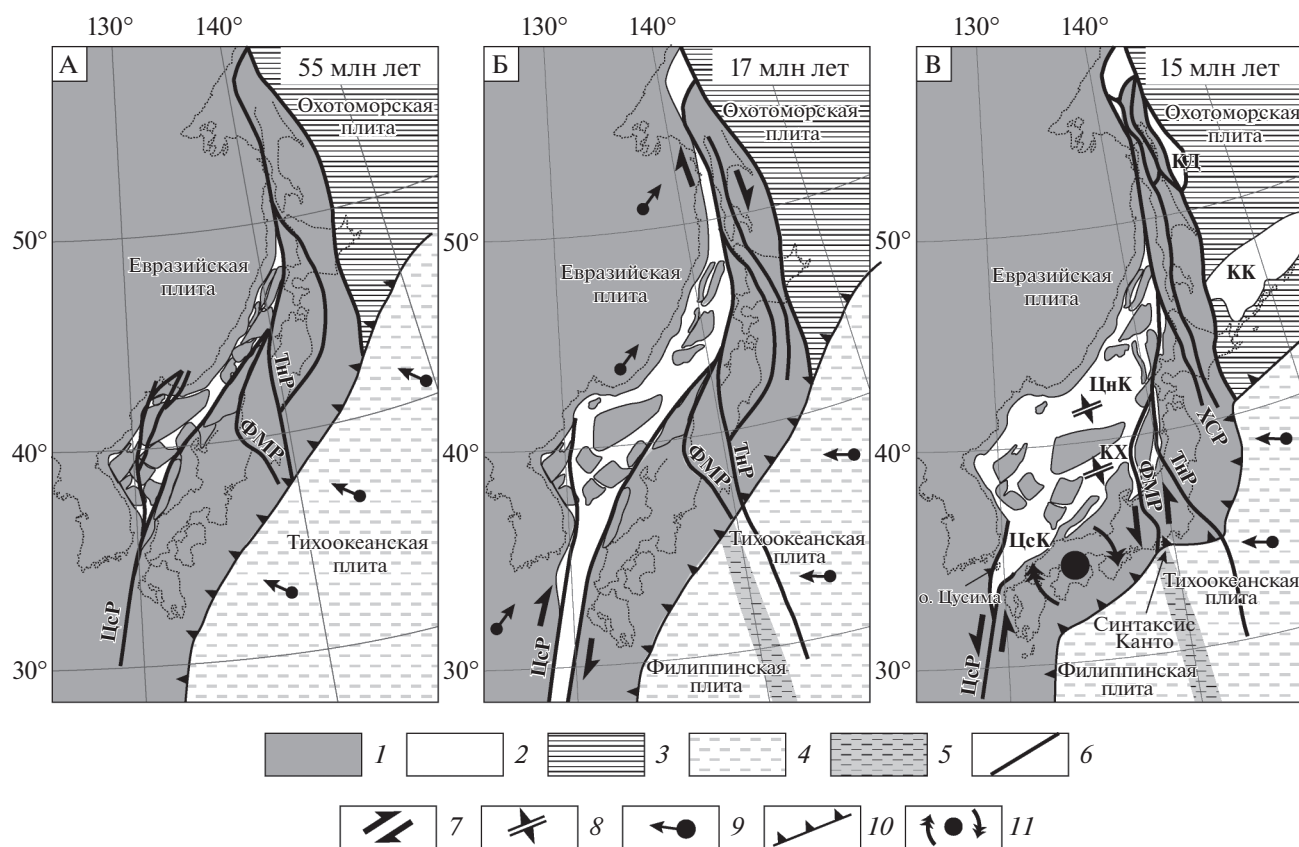


Рис. 13. Динамика раскрытия Японского моря, по [3] с изменениями и дополнениями. Разломы и системы разломов: ТНР – Танакура, ФМР – Фосса-Магна, ЦСР – Цусимская, ХСР – Хоккайдо-Сахалинская. Глубоководные котловины: КД – Дерюгина, КК – Курильская, ЦнК – Центральная, КХ – Хонсю, ЦсК – Цусимская. 1 – Евразийская плита; 2 – участки новообразованной океанической коры; 3 – Охотоморская плита; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – осевая часть Изу-Бонинской дуги; 6 – активные разломы; 7 – направления сдвиговых перемещений по разломам; 8 – оси активного растяжения; 9 – направления перемещений плит; 10 – зоны субдукции; 11 – направление вращения блока Юго-Западной Японии

происходить в ходе седиментации, до момента завершающего складкообразования.

Парагенезис постседиментационных инверсионных структур включает, таким образом, линейные складки северо-восточного простирания, секущие складки сдвиги северо-восточного и север-северо-восточного простираний и трещины отрыва северо-западного простирания. Нетрудно заметить, что этот парагенезис структур мог формироваться одновременно в поле одного – с юго-востока на северо-запад (310°–320°) – направления сжатия. Изложенные выше данные полностью подтверждают высказанное ранее предположение об этом направлении сжатия при формировании инверсионных структур о. Цусима [3, 7].

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ЯПОНСКОГО МОРЯ

В процессе формирования современной структуры о. Цусима намечается, таким образом, два крупных тектонических события [7]: а) ранняя

фаза – интенсивное погружение и заполнение осадочного бассейна и б) поздняя фаза – инверсия (складкообразование, внедрение интрузий гранитов, орогенез) (рис. 13).

Ранняя фаза

В течение ранней фазы Цусимская глубоководная котловина, как и расположенные северо-восточнее Центральная котловина и котловина Хонсю, являясь участками развития новообразованной в процессе пассивного рифтогенеза океанической коры, служили ареной накопления мощных толщ осадков, в меньшей мере – продуктов вулканизма. Начало этой фазы по некоторым данным [14, 21 и др.], датируется эоценом, а заканчивается она на данном участке на границе нижнего и среднего миоцена (около 15 млн лет назад). В отличие от Центральной котловины и котловины Хонсю Цусимская котловина была практически полностью компенсирована осадками, вероятно, в связи с наличием здесь крупного

источника кластики — предполагаемого устья палеореки, располагавшегося несколько южнее рассматриваемой территории [15]. Приведенные выше данные об особенностях накопления группы Тайшу (в первую очередь — очень высокие скорости седиментации, многочисленные проявления оползневой тектоники) свидетельствуют о весьма активном прогибании ложа палеорифта и крутых его бортах. Согласно модели С. Лаллеманда и Л. Жоливе [13] формирование котловин происходило на первых порах в процессе растяжения в зоне перекрытия неосоосных правосдвиговых систем — Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской при северо-восточном направлении регионального сжатия. Эта модель при последующих исследованиях получила полное подтверждение [3, 12 и др.] (см. рис. 13, А, Б).

Поздняя фаза

Поздняя фаза включает складчатость, левосторонние перемещения вдоль Цусимской системы разломов и внедрение интрузий гранитоидов, происходившие в очень короткий промежуток времени (в рамках одного млн лет) в обстановке северо-западного направления сжатия. Ключевая в данном исследовании дата — 15 млн лет на о. Цусима отвечает, таким образом, эпизоду реализации сжатия, складчатости и внедрения гранитоидов, в то время, как, согласно палеомагнитным данным, этим же временем датируется главная фаза раскрытия Японского моря [19, 20]. Согласно “двухдверной” модели И. Отофуджи, эта фаза сопровождалась вращениями Северо-Восточной Японии против часовой стрелки при одновременном вращении Юго-Западной Японии по часовой стрелке [19, 20]. Таким образом, господствующее в районе о. Цусима около 15 млн лет назад северо-западное направление сжатия являлось локальным и было связано с перемещениями в этом направлении юго-западного окончания домена Юго-Западной Японии в процессе его вращения по часовой стрелки (см. рис. 13, В). Примечательно, что на северо-восточном окончании этого домена, вдоль системы разломов Фосса-Магна, в этот же период времени фиксируются также левосдвиговые перемещения и вызванная этими перемещениями коллизия Японии с Изу-Бонинской дугой с формированием Синтаксиса Канто [3, 23]. Соответственно, можно полагать, что центр вращения домена Юго-Западной Японии располагался ближе к центральной его части.

Представление о том, что раскрытие Японского моря происходило в рамках моделей пассивного рифтогенеза (т.е. в обстановке простого растяжения или растяжения, связанного со сдвиговыми перемещениями) не дает возможности для сколько-нибудь логичного объяснения вращения Юго-За-

падной Японии по часовой стрелке, которое явно накладывалось на относительно простую картину предшествующего длительного (около 40 млн лет) пассивного рифтообразования. Возможной причиной структурной перестройки около 15 млн лет назад представляется переход от пассивной фазы рифтогенеза в активную, в течение которой в глубоководных котловинах происходило формирование зон локального растяжения близширотного простирания, обладающих дополнительным энергетическим потенциалом. Для рассматриваемого случая вполне применимы, как нам представляется, модели, демонстрирующие запуск механизма активного рифтогенеза после пассивной фазы [5]. Давление, распространявшееся в обе стороны от осей растяжения, было ориентировано в меридиональном направлении, и именно с ним могло быть связано вращение по часовой стрелке линейно вытянутого и первоначально ориентированного в северо-восточном направлении фрагмента континентальной литосферы, каковым являлась Юго-Западная Япония (см. рис. 13, В). Некоторым подтверждением идеи о том, что в Японском море в миоцене состоялся эпизод активного рифтогенеза, являются данные о необычно высоких температурах при выплавлении деплетированных базальтовых магм, излившихся в раннем и среднем миоцене на поверхность дна в котловине Хонсю, и, в целом, о горячей геотерме под этой котловиной в процессе раскрытия Японского моря [10]. Активная фаза рифтогенеза была весьма непродолжительной (в рамках одного млн лет), после чего Японское море приобрело близкие к современным очертания и продолжилось пассивное прогибание глубоководных котловин.

ВЫВОДЫ

1. Накопление нижнемиоценовых пород группы Тайшу происходило в пределах Цусимского присдвигового грабена, прогибание и заполнение осадками которого происходило с исключительно высокой скоростью (около 2700 м/млн лет) на фоне северо-восточного направления регионального сжатия. В строении осадочной призмы значительную долю составляет материал, поступивший с участков мелководного шельфа в составе оползневых пластин.

2. Складчатость и внедрение интрузий гранитов на о. Цусима происходили около 15 млн лет назад в поле иного, северо-западного направления сжатия, которое имеет локальный характер и связано с вращением блока Юго-Западной Японии по часовой стрелке. Эти вращения могут являться следствием эпизода активного рифтогенеза.

за в расположенных севернее Центральной котловине и котловине Хонсю.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках исследовательского проекта “Исследование геологических процессов и биоты в пределах и обрамлении Японского моря” Музея природы и науки, г. Цукуба, Япония.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Седин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Браччини Э., Бур В., Херст Э., Хуус М., Вигорито М., Темплтон Г. Песчаные кластические интрузии // Нефтегазовое обозрение. 2008. Т. 19. № 2. С. 38–57.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Голозубов В.В., Ли Донг-У., Ханчук А.И. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // ДАН. Т. 373. 2000. № 6. С. 795–799.
5. Гончаров М.А. Пассивный и активный рифтогенез: не противопоставление, а эволюционный переход от одного к другому // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2011. С. 54–57.
6. Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults / K.T. Biddle, N. Christie-Blick (eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation // Society of economic paleontologists and mineralogists special publication. 1985. Vol. 37. P. 1–34.
7. Fabbri O., Charvet J., Fournier M. Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea // Tectonophysics. 1996. Vol. 257. P. 275–295.
8. Geological map 1 : 50000, Nii (Tsushima Island). Compiled by Yamaguchi, Y. Geological Survey of Japan, 1961.
9. Geological map 1 : 200000, NI-52-14, 15. Izuhara (Tsushima Island). Compiled by Yamada, N. & Sato, Y. Geological Survey of Japan, 1989.
10. Hirahara Y., Kimura J.-I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T., Chang Q., Vaglarov B., Sato T., Kodaira S. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. Vol. 16. P. 1324–1347.
11. Honsa E., Tamaki K., Yuasa M., Murakami F. Geological Map of the Southern Japan Sea and Tsushima Strait. Scale 1 : 1000000. Marine Geology map series 13. Geological Survey of Japan, 1979.
12. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan Arc // Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Results. 1992. Vol. 127/128. P. 1311–1331.
13. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: A pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 76. P. 375–389.
14. Nakajo T., Funakawa T. Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group // J. Geol. Soc. Japan, 1996. Vol. 102. P. 751–754 (in Japanese).
15. Nakajo T., Maejima W. Morpho-dynamic development and facies organization of the Tertiary delta system in the Taishu Group, Tsushima Islands, southwestern Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1998. Vol. 104. P. 749–763.
16. Nakajo T., Yamaguchi Yu., Kamatsubara J., Ohtake S. Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta and basin successions in the Tsushima Islands off northwestern Kyushu, Japan. Field Excursion Guidebook for 17th International Sedimentological Congress. Fukuoka, 2006. 12 p.
17. Ninomiya T. Chemosynthetic fossil molluscan faunas from the Neogene Taishu Group, distributed in Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, the southwest Japan // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Earth & Planet. Sci. 2011. Vol. XXXII. № 3. P. 11–26.
18. Ninomia T., Shimoyama S., Watanabe K., Horie K., Dunkley D., Shiraishi K. Age of the Taishu Group, southwestern Japan and implications for the origin and evolution of the Japan Sea // Island Arc. 2014. Vol. 23. P. 206–220.
19. Otofuiji Y., Matsuda T., Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // Nature. 1985. Vol. 317. P. 603–604.
20. Otofuiji Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. Vol. 5. P. 229–249.
21. Sakai H., Nishi H. Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // J. Geol. Soc. Japan. 1990. Vol. 96. P. 389–392.
22. Shin K. Geochemical Study of the Back Arc Tsushima Granite Pluton and Its Comparison to the Other Middle Miocene Granites in Southwest Japan. Thesis (Ph. D. in Science). University of Tsukuba (Japan). 2008. № 4673. 118 p.
23. Takahashi M., Saito K. Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan // The Island Arc. 1997. Vol. 6. P. 168–182.

Рецензенты: С.Д. Соколов, А.А. Сорокин

Miocene Dislocations during the Formation of the Sea of Japan Basin: Case Study of Tsushima Island

V. V. Golozubov^{a, *}, S. A. Kasatkin^a, K. Yokoyama^b, Yu. Tsutsumi^b, and Sh. Kiyokawa^c

^a*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
pr. 100-letiya Vladivostoka 159, Vladivostok, 690022 Russia*

^b*National Museum of Nature and Science, Department of Geology and Paleontology,
4-1-1 Amakubo, Tsukuba, Ibaraki 305 – 0005, Japan*

^c*Kyushu University, Department of Earth and Planetary Sciences, 6-10-1 Hakazaki Higashiku, Fukuoka 812-858, Japan*

**e-mail: golozubov@fegi.ru*

Received December 28, 2016

Abstract—Lower Miocene rocks of the Taishu Group accumulated in the Tsushima pull-apart graben, which downwarped and was filled with sediments at a particularly high rate (about 2700 m/Ma), in the background of northeastern regional shortening. A considerable part of the sedimentary prism is composed of material supplied by landslide blocks from the shallow shelf. Folding and penetration of granite intrusions on Tsushima Island occurred ca. 15 Ma ago, simultaneously with the main phase of opening of the Sea of Japan, in the field of different, northwestern shortening, which had a local character and was related to clockwise rotation of the Southwestern Japan block. These rotations in turn could have been the result of an intensive rifting episode in the Central and Honshu basins of the Sea of Japan, which are located north of Tsushima Island.

Keywords: Miocene, sedimentation, dislocations, geodynamic reconstructions, Sea of Japan, Tsushima Island