

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОТЛОВИНЫ И ТРОГА УЛЛЫНДО (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ)

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
e-mail: v.lomtev@imgg.ru*

Данные одно- и многоканального сейсмопрофилирования и бурения позволили установить новые черты строения котловины и трога Уллындо и их неоген-четвертичного чехла. Эти формы возникли в среднем—позднем плейстоцене в результате контрастных тектонических движений, активного вулканизма и связанного с ним компенсационного опускания дна на 2–2.5 км и инверсии приосевой части краевого прогиба Нактон (хребет Оки). Впервые выявлено, что накопление осадочного чехла этой котловины шло за счет отложений р. Хуанхэ: в неогене—раннем плейстоцене ее косослоистые отложения, формировавшие дельту, авандельту и конус выноса реки, постепенно заполняли краевой прогиб Нактон. Образование котловины Уллындо сопровождалось также оползанием края авандельты, которое продолжается и в настоящее время — зафиксированы блоковые, возможно цунамигенные, оползни. На временных разрезах непрерывного сейсмопрофилирования обнаружены признаки газо- и, возможно, нефтеносности отложений конуса выноса (верхняя контрастная и нижняя полупрозрачная толщи).

Ключевые слова: котловина, трог, чехол, авандельта, конус выноса, оползень, экструзия.

Поступила в редакцию 21.03.2016

Принята к печати 20.06.2017

DOI: 10.7868/S0435428117040058

STRUCTURE FEATURES OF ULLEUNG BASIN & TROUGH (SOUTHERN JAPAN SEA)

V.L. LOMTEV

*Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
e-mail: v.lomtev@imgg.ru*

Summary

New features of the structure of the Ulleung basin & trough (Southern Japan Sea) and its Neogene-Quaternary sediment cover were found by newly conducted single- & multichannel seismic profiling and drilling. Both landforms appeared in consequence of contrast tectonic movements and active volcanism in the Middle-Late Pleistocene and related subsidence of sea bottom by 2–2.5 km and inversion of Nakton marginal trough axis (Oki ridge). It was confirmed that sediment accumulation in the basin was governed by the Hwang Ho (Yellow River) delta, avandelta and submarine fan growing and filling the marginal Nakton basin by crossbedded sediments in the Neogene — Early Quaternary. The Ulleung basin formation was accompanied by sliding of the avandelta edge, which still continues at present and produces block landslides with tsunamigenic potential. Traces of gas- and may be oil present in fan deposits were detected in SCP sections (upper, contrast and low, semitransparent strata).

Keywords: basin, trough, cover, avandelta, fan, slide, extrusion.

Received 21.03.2016

Accepted 20.06.2017

Введение

В статье по материалам непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), метода общеглубинной точки (МОГТ) и бурения рассматриваются новые черты строения батальных котловин и трога Уллындо на юге Японского моря (рис. 1, 2). Профили НСП получены в 1991 и 1993 гг. на НИС “Проф. Гагаринский” во время совместных (ИМГиГ ДВО РАН — KORDI — Korean Oceanological Research and Development Institute)



Рис. 1. Обзорная батиметрическая карта исследуемого региона (Google Earth) с положением буровых скважин (черные треугольники), стратиграфические колонки которых представлены на рис. 5 (Т-1, S-1) и 6 (1 – Тоттори-Оки, 2 – Касуми-Оки, 3 – Каназава-Оки, 4 – Тояма)

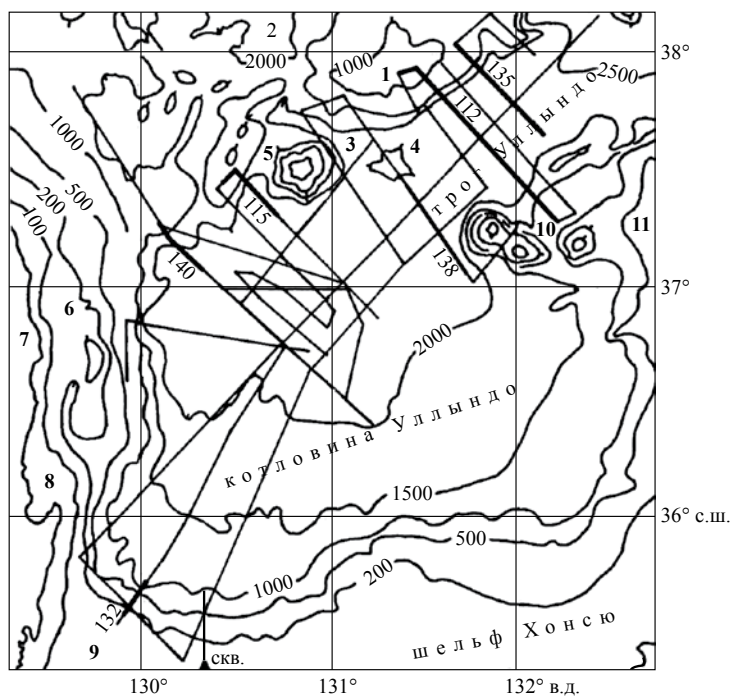


Рис. 2. Батиметрическая карта котловины и трога Уллындок с сечением изобат 500 м и схемой профилей НСП ИМГиГ (по [16])
1 – плато Уллындок; 2 – Восточно-Корейский трог; 3 – подводная долина Вонсан [23]; 4 – подводная гора Глебова; 5 – о-в Уллындок с вулканом Нари; 6 – осадочный бассейн Хупо (Хупхо по [1]); 7 – массив Собэк; 8 – осадочный бассейн Поханг (Пхохан по [1]); 9 – мезокайнозойский краевой прогиб Нактон и северный выход из Корейского пролива; 10 – о-ва и вулкан Чукто; 11 – подводный хребет Оки; 12 – Западно-Яматинский “залив” Центральной котловины Японского моря [12]. Пунктир – профиль МОГТ (представлен на рис. 4) через скв. Долгораи-1 (черный треугольник)

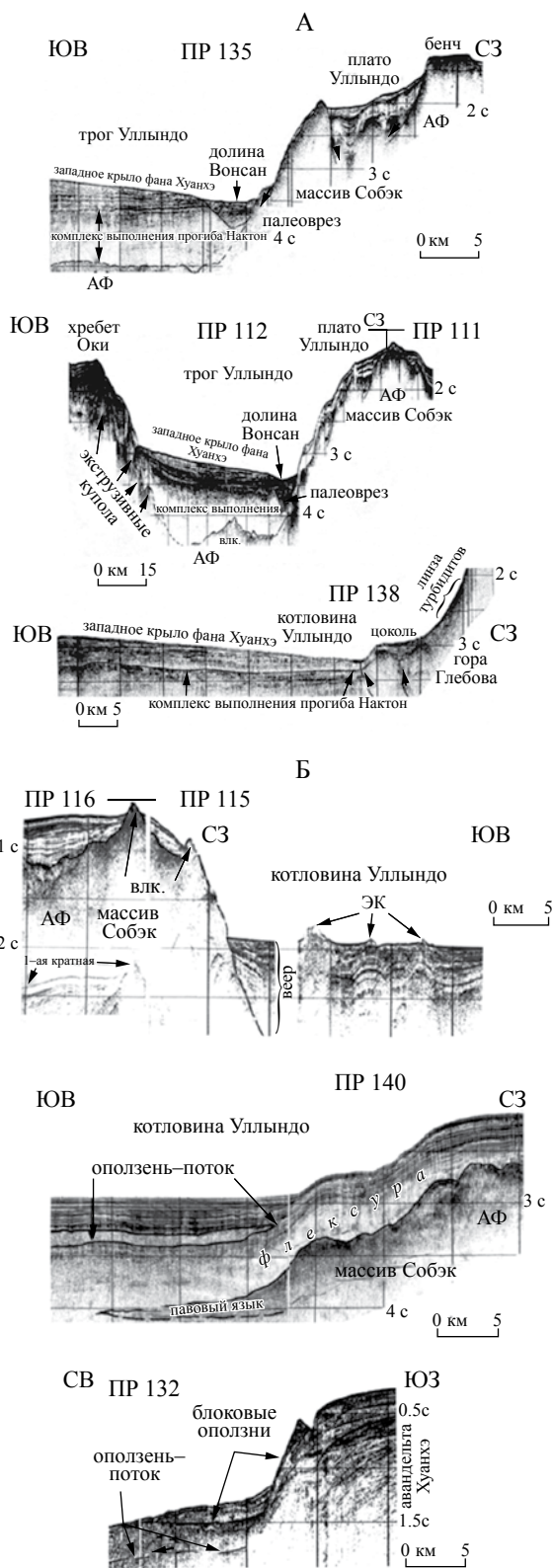


Рис. 3. Фрагменты профилей НСП в котловине и трог Уллындо (выделены жирной линией на рис. 2) Вертикальный масштаб – в секундах двойного пробега (здесь и на рис. 4), горизонтальный – получасовые марки, равные примерно 6 км. ЭК – экструзивный купол, АФ – акустический фундамент, влк. – вулкан, ПР – профиль НСП и его номер. Линии со стрелками – предполагаемые разломы и смещения по ним

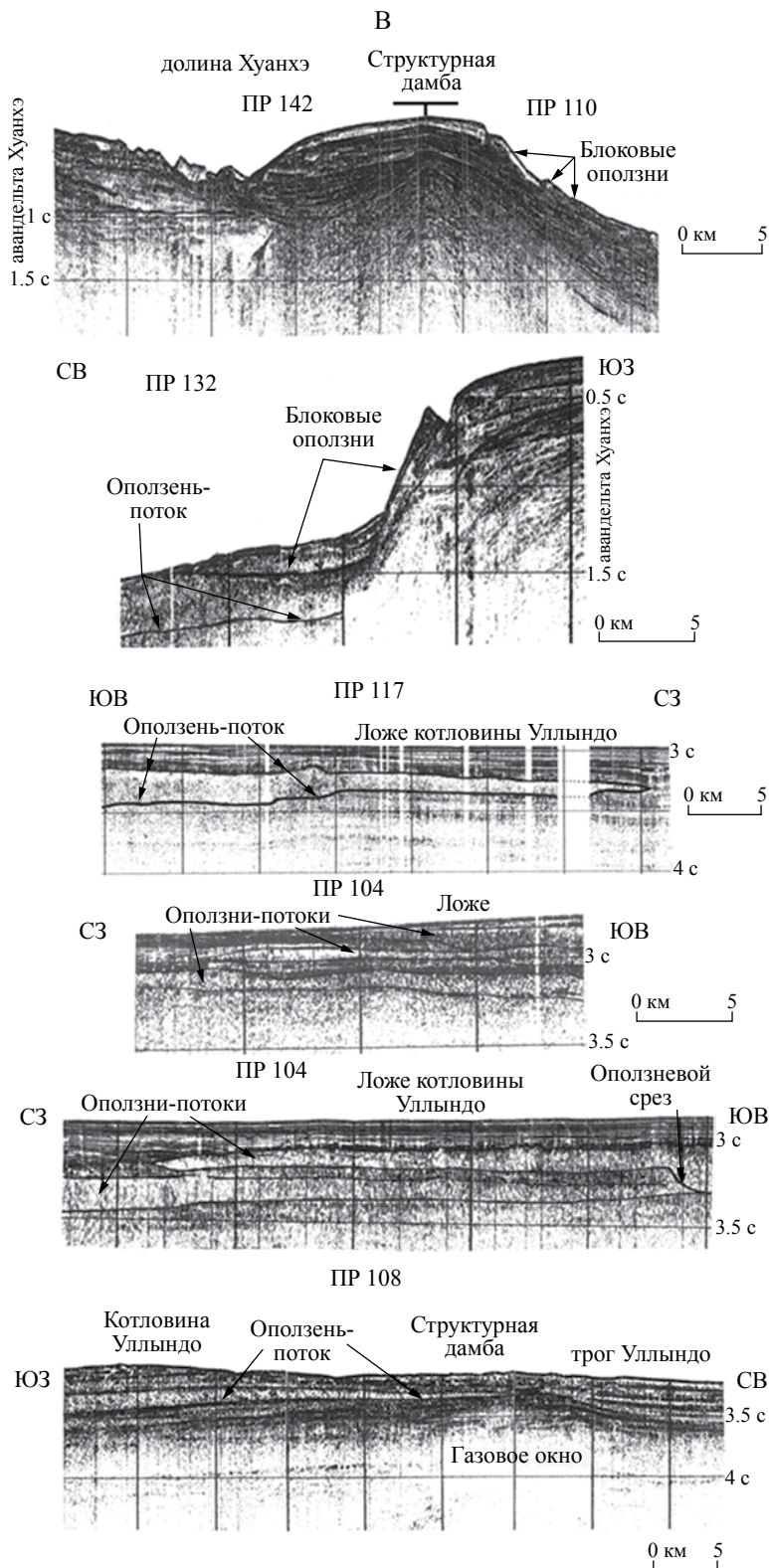


Рис. 3 (окончание)

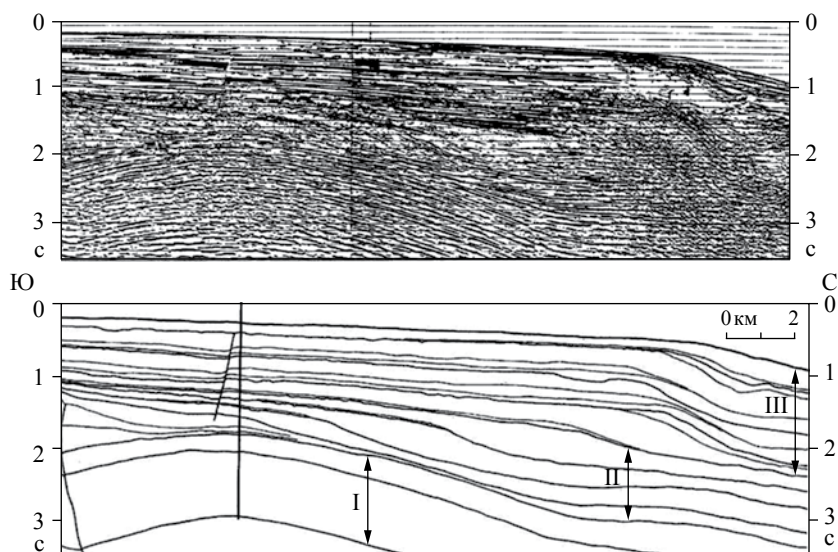


Рис. 4. Временной (вверху) и интерпретированный временной разрез МОГТ через скв. Долгораи-1 (по [7] с сокращениями; положение см. на рис. 2)

I–III – осадочные сейсмокомплексы с возрастом осадков 16–12, 12–6.5 и 6.5–0 млн лет соответственно

геолого-геофизических исследований [1, 2]). Профилирование проводилось на 6–7-узловом ходу с электроискровым источником мощностью 12–14 кДж в диапазоне частот 110–130 Гц (рис. 3). Глубинность НСП в кайнозойском чехле достигала 1–1.5 км при разрешающей способности 15–20 м.

За последние 60 лет в исследуемом районе выполнены съемки НСП и МОГТ (рис. 4), отдельные профили методом преломленных волн, бурение на шельфе (рис. 5, 6) и в котловинах Ямато и Центральная, драгирование выходов докайнозойского фундамента и кайнозойского вулканогенно-осадочного чехла [1–9]. По их результатам опубликованы тектонические и геологические карты с изопакитами осадков кайнозоя (до 2.5 км в котловине Уллындо [10, 11]), карты аномалий гравитационного и магнитного полей, разработаны различные версии строения и истории формирования впадины Японского моря [1–14 и др.]. В настоящее время доминируют представления о кайнозойском (олигоцен-плейстоценовом [14]) рифтогенезе, связанном с мантийным диапиризмом [15]. Вместе с тем прослеживание субмеридиональных прогибов и массивов Корейского п-ова (Сино-Корейский щит) в Японское море к поднятию Ямато, признаки существования предмиоценовой палеосуши [5, 6], газо- и, возможно, нефтенасыщенность кайнозойского чехла, авандельты и конуса выноса Хуанхэ [16], пологий (1–2°) региональный наклон ложа котловины и трога Уллындо к северо-западу, до сих пор не получивший объяснения, молодая Цусимская мегадайка ультрабазитов вдоль внешнего края юго-восточного шельфа Корейского п-ова [17] и ряд других нерешенных проблем указывают на необходимость дальнейшего изучения региона. С учетом известного многообразия, если не сказать разноречия, в названиях геоморфологических объектов исследуемого района в данной статье автор следовал работам [2, 4].

Морфоструктуры района

Батимальные котловина и трог Уллындо располагаются между подводными окраинами Сино-Корейского щита и Японской островной дуги (см. рис. 1–4). В Корейском (Цусимском) проливе их разделяет мезокайнозойский краевой прогиб Нактон

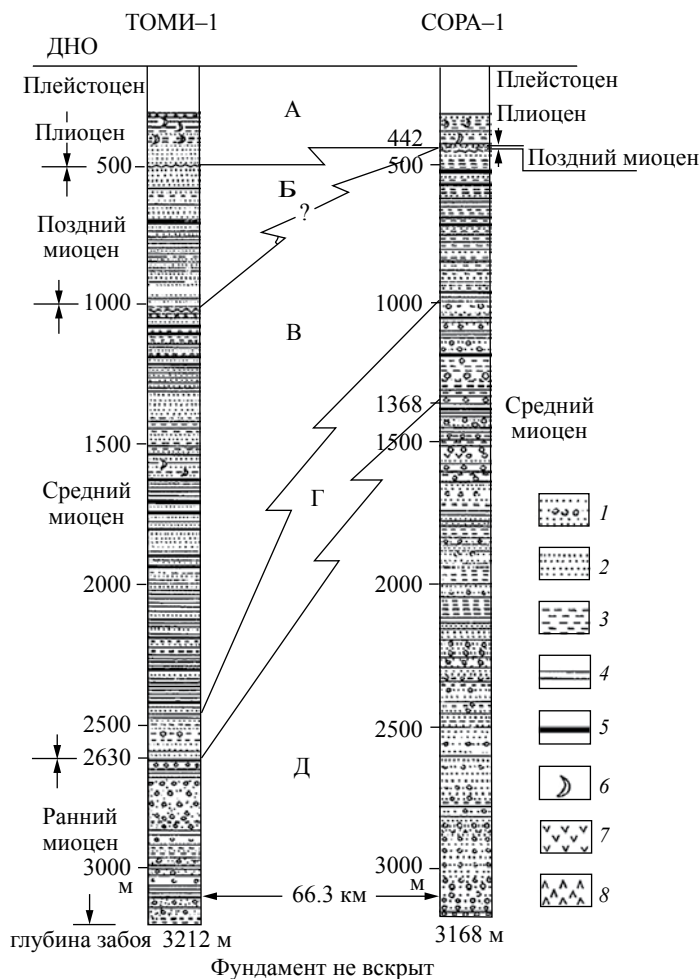


Рис. 5. Стратиграфические колонки скв. Томи-1 и Сора-1 на южном выходе из Корейского пролива (по [19], положение см. рис. 1)

1 – конгломерат; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – аргиллит; 5 – каменный уголь или лигнит; 6 – ракушечник; 7 – вулканиты; 8 – кремни.

Обстановки осадконакопления: А – шельфовые, Б – флювиально-дельтовые (?), В – флювиально-дельтовые, Г – дельтовые, Д – аллювиальные

[8, 18, 19], открытый к северу во впадину Японского моря и к югу на шельф Тунгхай [7, 9]. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными отложениями мезокайнозоя мощностью 8–10 км. Его фундаментом служат докембрийско-палеозойские гнейсы и граниты метаморфического пояса Хида на западном побережье о-ва Хонсю и докембрийские гнейсо-граниты массива Собэк на восточной окраине Корейского п-ова [18, 19]. Окраины Кореи и Японии включают в себя шельф, аваншельф и континентальный склон, опирающийся на ложе Центральной батинальной котловины Японского моря с глубинами 2600–3000 м. Основными морфоструктурами являются котловина, трог и плато Уллындо, а также хребт Оки. Данные сейсмических и буровых работ позволили существенно дополнить информацию об особенностях их строения.

Хребт Оки соединяет о-в Хонсю с подводным поднятием Ямато, разделяющим одноименную котловину и трог Уллындо (см. рис. 1–3). Вершина хребта уплощена, местами абрадирована. Здесь сохранилось несколько островов и скал, включая двойной

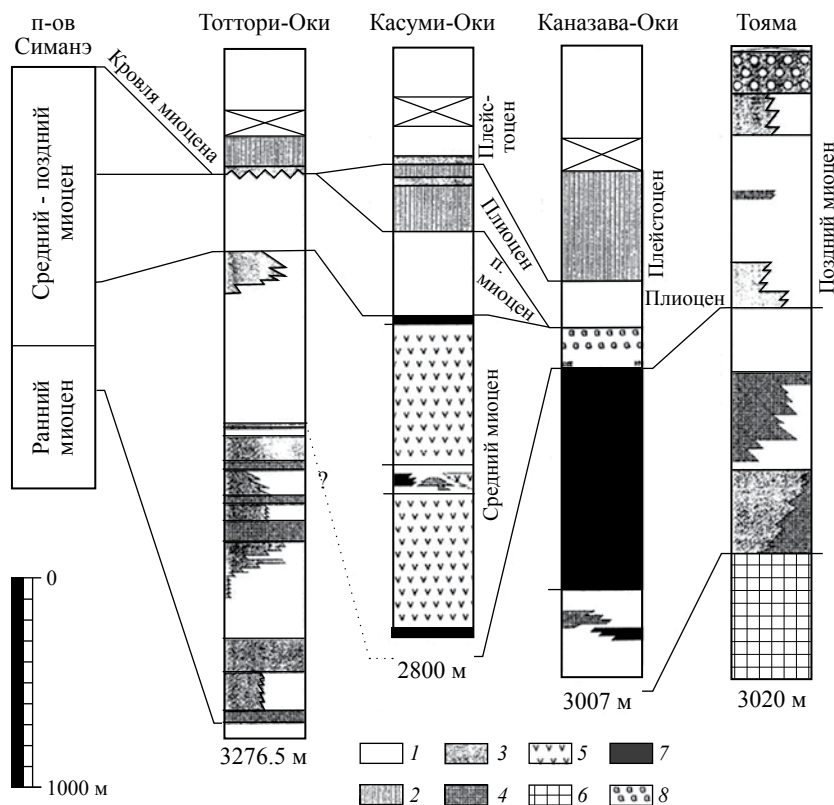


Рис. 6. Стратиграфические колонки скв. Тоттори-Оки, Касуми-Оки, Каназава-Оки и Тояма близ п-ова Симанэ (о-в Хонсю) (по [27] с сокращениями, положение см. рис. 1)
1 – аргиллит, 2 – алевролит, 3 – песчаник, 4 – туфы, 5 – риолит, 6 – андезит, 7 – базальт, 8 – глауконит. В основании колонок – глубина забоя, м

четвертичный вулкан Чукто, имеющий в литературе и другие названия (скалы Лианкур по [20]). В строении хребта на профиле 112 (см. рис. 3) выделяются многочисленные конусы, образование которых, возможно, связано с внедрением вязкой кислой магмы (экструзивные купола) аналогично охотским конусам [21, 22], а также согласно деформированный неоген-четвертичный чехол с верхней контрастной и нижней полупрозрачной толщами мощностью более 1–1.5 км вне их пределов. Накопление столь мощных преимущественно терригенных осадков, видимо, происходило в прогибе между плато Уллындо и Японской дугой, что указывает на продолжение мезокайнозойского краевого прогиба Нактон к северу в Японское море. Следовательно, образование хребта Оки фиксирует инверсию этого прогиба, в основном, вероятно, связанную с внедрением многочисленных экструзий в квартере. Амплитуда постседиментационного воздымания дна соответствует высоте хребта (~1 км).

Трог Уллындо обычно считают северной частью одноименной котловины, открытой через Западно-Яматинский “залив” [12] в Центральную котловину Японского моря (рис. 1–3). Борта трога разновысотные (>1–1.5 км) крутизной до 4–5°, днище широкое (12–35 км) с пологим (до 1–2°) региональным наклоном к западу (см. профили 135, 112 на рис. 3). Вдоль основания западного борта проходит неглубокая подводная долина Вонсан [23] с 300-метровым палеоврезом. Трог рассматривают как структуру растяжения и опускания земной коры типа рифтограбена, ограниченного продольными сбросами. Однако, судя по профилям 112 и 135, у него разное строение бортов

(включая глубину залегания акустического фундамента), состав и возраст пород [5, 6, 8]. Под днищем трога акустический фундамент залегает горизонтально судя по погребенному щитовому вулкану на профиле 112, который имеет предмиоценовый (?) возраст и, вероятно, сложен потоками базальтов. В отличие от хребта Оки, котловины и трога Уллындо с преимущественно молодым кислым магматизмом и развитым кайнозойским чехлом [2, 8, 11] основной магматизм широко проявился в плиоцен-четвертичное время на Корейском п-ове (базальты плато и речных долин мощностью местами до 0.5–1.9 км, шлаковые конусы, трещины и др. [13, 18, 19]). Причины столь разительного различия в типе позднекайнозойского магматизма в сводовой, наземной части и подводной окраине Сино-Корейского щита пока неясны. На суше вероятно решающее значение имеет повышенная проницаемость денудированных пород фанерозоя–докембрия, а на подводной окраине — осадочная драпировка трещиноватого фундамента и связанное с ним раскисление основных магм.

Западный борт трога (плато Уллындо) в отличие от восточного разбит разломами. Позднекайнозойские осадки налегают на него с утонением и выклиниванием, что связано с продольным заполнением краевого прогиба Нактон, которое, если ориентироваться на материалы МОГТ и бурения (см. рис. 4–6), происходило с юга на север [16, 24]. Инверсия прогиба и образование хребта Оки в квартере привели к обособлению трога Уллындо как остаточного прогиба.

Плато Уллындо (возвышенность Кристофовича) представляет собой асимметричный в широтном сечении выступ докембрийских (архей–ранний протерозой) пород с крутым восточным склоном, располагающийся на северном продолжении массива Собэк на востоке Сино-Корейского щита [3–6]. Выступ разделяет батинальные трог Восточно-Корейский и Уллындо, перекрыт маломощными потоками базальтов и позднекайнозойскими морскими осадками (см. профили 111, 112, 135 на рис. 3). Субгоризонтальные площадки на выступах фундамента вероятно представляют собой разноглубинные бенчи аваншельфа, что указывает на островную палеосушу и ее последующее затопление морем в позднем кайнозое. Тектонические ступени и блоки фундамента с постседиментационными наклонами осадочных слоев $>2^\circ$ фиксируют фазу деформации (тектогенеза), определившую переход от малоамплитудного рельефа островной палеосуши к более контрастному рельефу окраинного моря. Так, перепад глубин районе профиля 112 достигает 2–2.5 км [16]. Отметим необычный облик придонных осадков с интенсивными отражающими границами в прозрачном матриксе на временных разрезах НСП. Он не имеет аналога в изученном районе и видимо связан с переслаиванием морских осадков дальнего (прозрачный матрикс) и ближнего транзита (переотложенные продукты абразии и вулканизма палеосуши).

Котловина Уллындо (Цусима) в плане изометрична, имеет два — южный и восточный — “залива” (рис. 1, 2). Ее борта высотой до 1 км и крутизной $7\text{--}11^\circ$ изрезаны долинами, включая Хуанхэ. На карте [20] последняя следует в обход Корейского п-ова от современного устья в заливе Бохай (Желтое море) в Цусимский пролив и впадину Уллындо. Ширина ложа котловины достигает 150 км. Как и в трог Уллындо (см. профили 138, 135 и 112 на рис. 3) оно имеет региональный пологий наклон к северо-западному борту, поэтому его глубины в этом направлении увеличиваются от 1200 до 2200 м. Заметим, что такой выдержанный наклон ложа выделяет котловину и трог Уллындо среди впадин окраинных морей запада Тихого океана [25].

В строении котловины выделим узкую флексуру южного борта с относительно спокойным, параллельным дну залеганием неоген-четвертичных осадков, вскрытых параметрической скв. Долгораи-1 (см. рис. 4), где мощность земной коры сокращается вдвое — с 30 до 14 км [1]. Отметим ступенчатую флексуру западного борта с лавовым клином (языком) предмиоценовых (?) базальтов длиной 10 км на профиле 140 (см. рис. 3), вероятно указывающим на близлежащий вулканический или трещинный центр излияний (продолжение массива Собэк), структурные дамбы вдоль края Цусимского шельфа и у входа в трог Уллындо, несколько антиклинальных складок

и ступеней на ложе, две группы растущих экструзивных (по аналогии с [21, 22]) конусов (см. профиль 115 на рис. 3) близ о. Уллындо с четвертичным (~1 млн лет [19]) вулканом Нари высотой 984 м. Последний, по данным южнокорейских геологов, сложен кислыми лавами [18], поэтому его можно считать экструзивным. Стоящая рядом подводная коническая гора Глебова (см. рис. 2) традиционно рассматривалась как подводный вулкан [3, 5]. Однако на профиле 138 (см. рис. 3) можно видеть, что ее восточные цоколь и склон с линзой контрастных турбидитов слагают кайнозойские осадки, поднятые при внедрении экструзии вязкой магмы. Таким образом, изометричность котловины Уллындо в плане частично может быть связана с компенсационным опусканием дна при оттоке крупных объемов кислой магмы вверх.

Проследивание нижней толщи неоген-четвертичного чехла через флексуру западного борта на профиле 140 и налегание его верхней турбидитно-оползневой толщи (см. рис. 3) надежно фиксируют тот факт, что еще недавно котловина Уллындо была мельче и заметно шире современной, особенно на западе. В результате опускания ложа здесь накопилась верхняя толща (коррелятный комплекс) мощностью до 400 м, сложенная контрастными надоползневыми турбидитами и пластовыми оползнями (оползни-потоки) с прослоями турбидитов, частично ими эродированными [16]. С учетом перепада глубин между Цусимским шельфом и кровлей нижней толщи общая амплитуда опускания составляет 2–2.5 км. При средней мощности надоползневых турбидитов 200 м (скорость распространения продольных волн в них принята 1600 м/с [1]) и скорости аккумуляции придонных осадков 0.02–0.2 см/год [26] последняя фаза углубления котловины Уллындо началась 1–0.1 млн л.н. (средний–поздний плейстоцен), что подтверждает налегание надоползневых турбидитов на основание четвертичного вулкана Нари [16] и согласуется с выводами [12, 13].

Отметим также веер отражающих границ верхней толщи на профиле 115, который в отличие от ее горизонтального залегания на профиле 140, указывает на конседиментационный режим тектонических движений в районе верхнего уступа континентального склона.

Морфоскульптура района

По данным НСП и бурения изучена морфоскульптура неоген-четвертичного чехла, который в котловине и троге Уллындо слагают контрастная верхняя и полупрозрачная нижняя толщи. Авторы [10, 11] предполагают разрастание мощности чехла на ложе, южном и восточном бортах котловины (до 2–2.5 км) и его утонение на западном борту и подводном продолжении массива Собэк, включая плато Уллындо (до 0.1 км и менее). Считалось [3, 4, 8], что в составе чехла преобладает биотерригенная взвесь западной ветви теплого течения Куроисио, следующего в Японское море через Цусимский пролив, с примесью местной пирокластики, выносов рек и мелких каньонов. Однако возможна и иная точка зрения [16], которая близка и нам.

Авандельта Хуанхэ впервые выявлена в Цусимском (Корейском) проливе по данным МОГТ, НСП и бурения. Ее основными признаками являются косослоистые сейсмofации (проградационные клиноформы наращивания [24]) и глинизация осадочного разреза к северу с выпадением углей, конгломератов и ракушечника в меридиональном ряду скважин на рис. 1, 4–6. На фронте авандельты фиксируются крупные оползневые цирки (восточный – шельф о-ва Хонсю и южный – Цусимский шельф), или “заливы” котловины (см. рис. 1, 2). К северу от него проследивается подводный конус выноса р. Хуанхэ. Высота проградационных клиноформ авандельты на профиле МОГТ в средней части разреза достигает примерно 500 м со снижением кверху до 300 м (см. рис. 4). В скв. Долгораи-1, пробуренной на фронте авандельты, мощность песчано-глинистого разреза с возрастом осадков моложе 16 млн лет (средней миоцен-плейстоцен) составила 4.2 км [7]. Ее формирование в краевом прогибе Нактон связано с выносами Хуанхэ, одной из крупнейших рек Дальнего Востока, что видно по замещению пресноводных аллювиально-дельтовых осадков в скв. Томи-1 и Сора-1

(рис. 1, 5) на южном выходе из Цусимского пролива морскими глинисто-песчаными фациями авандельты (скв. Долгораи-1 [7, 9]) и далее к северу более тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками ее конуса выноса в скв. 1–4 (рис. 1, 6 [27]). Кроме того, на карте [20] подводное продолжение Хуанхэ прослежено от устья в заливе Бохай (Желтое море) в обход Корейского п-ова к северному выходу из Цусимского пролива и в котловине Уллындо. Она эродирует западный фланг авандельты, а ее выносы в основном и слагают придонные надоползневые турбидиты верхней толщи в западной части ложа котловины (см. рис. 2, 3). Таким образом, высокогорный Тибет и равнинный Китай были главной областью сноса терригенных осадков, слагающих неоген-четвертичный чехол на юге и востоке впадины Японского моря.

Конус выноса Хуанхэ впервые выделен в Японском море. Он сформировался в неогене-раннем плейстоцене в краевом прогибе Нактон как северное продолжение авандельты (см. рис. 4). В трог и котловине Уллындо его западное крыло определяет региональный пологий наклон их ложа к северо-западу (рис. 2). Конус выноса надежно опознается на широтных профилях 135, 138 и отчасти 112 как придонный клин контрастных осадков верхней толщи с подошвенным несогласием (см. рис. 3). Ниже залегают горизонтально-слоистые осадки нижней полупрозрачной толщи или так называемый комплекс выполнения краевого прогиба [16]. Главная долина конуса, судя по линзам осадков с хаотической текстурой, намечается близ оси прогиба (вершина хребта Оки), а его противоположное крыло находится восточнее и вскрыто скв. 1–4 близ п-ова Симанэ о. Хонсю (см. рис. 1, 6 [27]).

Оползни котловины Уллындо представлены деструктурными (пластовые или оползни-потоки) и структурными (блоковые оползни) типами [16, 28]). Оползни-потоки занимают почти все ложе котловины, кроме участка, прилегающего к вулкану Чукто. На южном крыле структурной дамбы у входа в трог Уллындо они выклиниваются. На профилях НСП оползни-потоки слабоконсолидированных осадков авандельты (до 2–3 горизонтов) переслаиваются с тонкослоистыми, акустически контрастными турбидитами и опознаются по шероховатым (микроскладки) сейсмofациям, пластовому строению (пластовые оползни) и оползневому подошвенному срезу глубиной до 50 м (эрозия подстилающих турбидитов). Мощность оползневых горизонтов измеряется десятками—первыми сотнями метров (см. профиль 140 на рис. 3), которая уменьшается вниз по уклону ложа от южного и восточного “заливов” котловины (оползневые цирки).

Обратим внимание на два разновозрастных блоковых оползня в южном оползневом цирке, в том числе висячий, поскольку с одной стороны они указывают на уплотнение осадочных отложений авандельты Хуанхэ со временем, а с другой — на его современное регрессивное отступление к югу (см. профиль 132 на рис. 3). К структурным относятся и два небольших оползня (осовы?) к западу от него [16]. Развитию оползней в южном и восточном цирках способствуют региональный наклон клиноформ авандельты в сторону котловины (рис. 4), коровая сейсмичность региона, газонасыщенность кайнозойского чехла, влияющие на сцепление осадочных масс отчасти за счет просачивания газа, возможно аналогично оползневым склонам севера Камчатского залива Восточной Камчатки [29, 30]).

В этой связи отметим газонасыщенность верхней толщи чехла, которую фиксируют многочисленные газовые окна и столбы на профилях НСП и профиль L25 в [8]). Газонасыщенность нижней полупрозрачной толщи чехла также фиксируют многочисленные газовые окна и столбы, которые лучше заметны в слабоконтрастных пачках тонкослоистых турбидитов и контуритов (см. рис. 3). Заметим, что контрастный облик верхов и полупрозрачный облик низов кайнозойского чехла на профилях НСП давно известен в Японском, Охотском и Беринговом морях, а также в прикурильской части ложа Тихого океана [31]. В последнем регионе ее связывали с возрастом, литологией и степенью уплотнения (литификации) гемитерригенных и гемипелагических отложений, а также разной длиной волны по В.Н. Патрикееву: “...при мощности отдельных

слоев существенно меньших четверти преобладающей длины волны (3–4 м) сейсмического импульса, уменьшается амплитуда отраженного сигнала и, следовательно, освещается разрез” [31, с. 30].

Важно отметить, что на крутых склонах батимальной котловины Уллындо осадки со среднего–позднего плейстоцена практически не накапливаются (см. профили 115, 132, 140 на рис. 3).

Обсуждение результатов

Результаты интерпретации данных НСП, МОГТ и бурения свидетельствуют о разном строении бортов трога Уллындо, нетипичном для классических рифтов [32], почти изометричную в плане и вероятно компенсационную воронку одноименной котловины, инверсию мезо-кайнозойского краевого прогиба Нактон, связанные, вероятно, с позднекайнозойскими экструзиями преимущественно кислых вязких (куполоформующих по [21, 22 и др.]) магм. В результате в приосевой части краевого прогиба возник хребет Оки и обособился трог Уллындо (остаточный прогиб). С учетом данных [26] по скорости накопления придонных (надоползневых) осадков приходим к выводу, что эти морфоструктуры довольно молодые и возникли в среднем–позднем плейстоцене, т.е. в эпоху пасаденской орогении (по Г. Штилле [28]).

Судя по материалам бурения и сейсморазведки, в строении неоген-четвертичного чехла котловины и трога Уллындо преобладают выносы р. Хуанхэ, а не биотерригенная взвесь западной ветви теплого течения Куроисио. В краевом прогибе Нактон они сформировали дельту, авандельту, конус выноса и комплекс выполнения, а также верхнюю толщу ложа котловины. Заметим, что авторы [7, 9], изучавшие клиноформы по данным бурения скв. Долгораи-1 и МОГТ, связывают их с проградацией Цусимского шельфа к северу, не учитывая миграцию фаций в прогибе Нактон с юга на север в скважинах на рис. 1, 2, 5, 6 и средне–позднечетвертичный возраст шельфов Мирового океана [33].

В троге Уллындо на профилях НСП по скрытому угловому несогласию четко опознаются комплекс выполнения прогиба Нактон с горизонтальными границами (фации ложа и/или краевой части конуса выноса) и несогласно перекрывающие его отложения западного крыла конуса выноса Хуанхэ, имеющие региональный пологий наклон к подводному продолжению массива Собэк. С учетом вскрытой (4 км) мощности авандельты Хуанхэ в скв. Долгораи-1 надстраивание конуса выноса в прогибе Нактон к северу происходило вдоль япономорской окраины островной дуги Хонсю с последующим выходом на ложе Тихого океана через Сангарский пролив и одноименный каньон (Сангарский конус выноса с каналом Накве протяженностью 1100 км, следующим к батичесентру котловины Тускарора [16, 31, 34]). Таким образом, развитие этой крупной аккумулятивной системы было возможно только в прогибе (Нактон), имевшем региональный уклон дна к северу и открывавшемся во впадину Японского моря. Понятно, что вынос осадков Хуанхэ на ложе Тихого океана происходил до заложения Курильского и Японского желобов в среднем плейстоцене [35] и вряд ли был возможен при сколько-нибудь значительном раздвиге дна Японского моря [3–6].

Выводы

Представленные в статье данные НСП, МОГТ и бурения и их интерпретация позволяют предполагать, что котловина (изометричная компенсационная воронка) и трог Уллындо (остаточный прогиб с разным строением бортов) возникли в позднем кайнозое. Амплитуда опускания дна достигла 2–2.5 км. Мезокайнозойский краевой прогиб Нактон в неогене–раннем плейстоцене с юга на север заполнялся выносами Хуанхэ, сформировавшими дельту, авандельту, конус выноса и так называемый комплекс выполнения. Западное крыло фана Хуанхэ определяет региональный пологий наклон дна котловины и трога к северо-западу, столь необычный для котловин Тихого океана. Опускание дна

и углубление котловины Уллындо сопровождалось сползанием края авандельты Хуанхэ и формированием 2–3 оползневых горизонтов (оползни-потоки) на ложе и двух крупных оползневых цирков, врезанных в шельфы о-ва Хонсю и севера Цусимского пролива. В бассейне Японского моря необходимо детальное геолого-геофизическое изучение и мониторинг висячих блоковых оползней в южном и восточном оползневых цирках котловины Уллындо, т.к. их сход может инициировать цунами.

Благодарности. Автор благодарен К.О. Дашковскому и М.Г. Гуринову (ИМГиГ ДВО РАН) за помощь в компьютерной подготовке графики статьи. Особая благодарность рецензентам статьи и отв. секретарю журнала “Геоморфология”, к.г.н. Е.В. Лебедевой за полезные замечания и предложения, позволившие заметно улучшить работу.

Acknowledgments. I wish to thank K.O. Dashkovsky and M.G. Gurinov (IMG&G FEB RAS) for their help in preparing the article of computer graphics. Special thanks to the reviewers of paper and responsible secretary of the “Geomorphology” magazine, Dr. Geogr. Sci. E.V. Lebedeva for useful comments and suggestions that helped to improve the work considerably.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Строение восточного шельфа полуострова Корея по сейсмическим данным / Г.И. Аносов, Б. — Ч. Сок, В.В. Аргентов, С.К. Биккенина, В.В. Жигулев, К.Ф. Сергеев // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 3–16.
2. Suk B.C., Kim H.J., Han S.J., Park C.H., Chung T.W., Jou H.T., Jou Y., Jang N.D., Anosov G.I., Gnibidenko H.S., Argentov V., Bikkenina S., Zhiltsov E., Zhigulev V., and Solovyev V. A geophysical study on the Ulleung basin, the East Sea (the Sea of Japan) — Korea and Russia cooperative research. Seoul: KORDI report BSPF00242, 1992. 149 p.
3. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
4. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
5. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
6. Чои Д.Р. Японская котловина как тектонический трог // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 24–33.
7. Chough S.K., Yoon S.H., and Park S.J. Stratal patterns in the southwestern margin of the Ulleung Basin off Southeast Korea: sequence architecture controlled by back-arc tectonism. 1997. Vol. 17. No. 3. P. 207–212.
8. Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: Geological Survey of Japan, 1978. No. 10. 80 p.
9. Yoon S.H., Park S.J., and Chough S.K. Evolution of sedimentary basin in the southwestern Ulleung Basin margin: Sequence stratigraphy and geologic structures // Geosciences Journal. 2002. Vol. 6. No. 2. P. 149–159.
10. Геологическая карта дна Японского моря / И.И. Берсенева, Л.И. Красный (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 85 с.
11. Geological map of the Southern Japan Sea and Tsushima Strait. 1:000000. Tokyo: Geological Survey of Japan, 1979. 1 p.
12. Антипов М.П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 86 с.
13. Ли Дюк Нам. Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря // Тихоокеанская геология. 1990. № 5. С. 3–11.
14. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bulletin of Geological Survey of Japan. 1988. Vol. 39. No. 5. P. 269–365.
15. Кариг Д.Е. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266–288.
16. Ломтев В.Л. Новые данные о строении котловины и трога Уллындо (Японское море) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 54–74.
17. Ломтев В.Л. К строению краевого поднятия юго-восточного шельфа Корейского п-ова // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 1. С. 93–101.
18. Геология Кореи. М.: Мир, 1964. 264 с.

19. Geology of Korea. Seoul: Kyohak-Sa Publishing Co. & Geological Society of Korea, 1987. 515 p.
20. Батиметрическая карта Мирового океана. М-6 1:10000000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1977.
21. Ломтев В.Л. Новые данные о строении юга охотской окраины Курильской дуги // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 1. С. 74–83.
22. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 44–55.
23. Suk B. – Ch., Anosov G.I., Semakin V.P., and Svarichevsky A.S. Bathymetry and morphotectonic elements in the Ulleung basin, East Sea of Korea // Korean Journal of Geophysical Researches. 1996. Vol. 24. No. 1. P. 1–10.
24. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х частях. М.: Мир, 1982. 846 с.
25. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
26. Hong G.H., Kim S.H., Chung C.S., Kang D.-J., Shin D.-H., Lee H.J., and Han S.-J. ²¹⁰Pb-derived sediment accumulation rates in the Southwestern East Sea (Sea of Japan). Geo-Marine Letters. 1997. Vol. 17. No. 2. P. 126–132.
27. Itoh Y., Nakajima T., and Takemura A. Neogene deformation of the back-arc shelf of Southwest Japan and its impact on the palaeoenvironments of the Japan Sea // Tectonophysics. 1997. Vol. 281. No. 1. P. 71–82.
28. Ломтев В.Л. Оползни на подводных континентальных окраинах в эпоху пасаденской орогении // Природные катастрофы и стихийные бедствия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. Т. 2. С. 348–363.
29. Егоров Ю.О., Осипенко А.Б. Подводные оползневые процессы в каньонах северной части Камчатского залива (Восточная Камчатка) // Океанология. 1999. Т. 39. № 4. С. 605–613.
30. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее тектонические особенности // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 5. С. 66–77.
31. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сеймостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
32. Френд Р. Рифтовые долины // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 209–219.
33. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
34. Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Mar. Geol. 1980. Vol. 34. P. 207–218.
35. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55–63.

REFERENCES

1. Anosov G.I., Sok B. – Ch., Argentov V.V., Bikkenina S.K., Zhigulev V.V., and Sergeev K.F. Structure of eastern shelf of the Korean Peninsula by seismic data. *Tihookean. Geol.* 2000. vol. 19. No. 2. p. 3–16. (in Russ.)
2. Suk B.C., Kim H.J., Han S.J., Park C.H., Chung T.W., Jou H.T., Jou Y., Jang N.D., Anosov G.I., Gniбidenko H.S., Argentov V., Bikkenina S., Zhiltsov E., Zhigulev V., and Solovyev V. A geophysical study on the Ulleung basin, the East Sea (the Sea of Japan) – Korea and Russia cooperative research. Seoul: KORDI report BSPF00242, 1992. 149 p.
3. *Geologicheskoe stroenie zapadnoj chasti Japonskogo morja i priliegajushhej sushi* (Geological structure of the western Japan Sea and adjacent land). Vladivostok: Dal'nauka (Publ.), 1993. 211 p.
4. *Osnovnye cherty geologicheskogo stroenija dna Japonskogo morja* (Main features of geological structure of the Japan Sea floor). Moscow: Nauka (Publ.), 1978. 264 p.
5. Sigova K.I. *Sootnoshenie pripoverhnostnyh i glubinnyh struktur zemnoj kory vpadiny Japonskogo morja* (The correlation of shallow and deep crustal structures of the Japan Sea Basin). Vladivostok: DVO AN SSSR (Publ.), 1990. 112 p.
6. Choi D.R. Japan basin as tectonic trough. *Tihookean. Geol.* 1986. No. 6. p. 24–33. (in Russ.)
7. Chough S.K., Yoon S.H., and Park S.J. Stratal patterns in the southwestern margin of the Ulleung Basin off Southeast Korea: sequence architecture controlled by back-arc tectonism. *Geo-Marine Letters.* 1997. Vol. 17. No. 3. P. 207–212.
8. Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: *Geological Survey of Japan*, 1978. No. 10. 80 p.
9. Yoon S.H., Park S.J., and Chough S.K. Evolution of sedimentary basin in the southwestern Ulleung Basin margin: Sequence stratigraphy and geologic structures. *Geosciences Journal.* 2002. Vol. 6. No. 2. P. 149–159.

10. *Geologicheskaja karta dna Japonskogo morja* (Geological map of the Japan Sea floor). I.I. Bersenev, L.I. Krasnyj. Ed.. Leningrad: VSEGEI (Publ.), 1984. 85 p.
11. Geological map of the Southern Japan Sea and Tsushima Strait. 1:000000. Tokyo: *Geological Survey of Japan*, 1979. 1 p.
12. Antipov M.P. *Tektonika neogen-chetvertichnogo osadochnogo chehla dna Japonskogo morja* (Tectonics of Neogen-Quaternary sedimentary cover of the Japan Sea floor). Moscow: Nauka (Publ.), 1987. 86 p.
13. Li Djuk Nam Main features of Korea neotectonics and Japan Sea origin. *Tihookean. Geol.* 1990. No. 5. p. 3–11. (in Russ.)
14. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bulletin of Geological Survey of Japan*. 1988. Vol. 39. No. 5. P. 269–365. (in Russ.)
15. Karig D.E. Origin and formation marginal basins of Western Pacific Ocean, in *Novaya global'naya tektonika* (New global tectonics). Moscow: Mir (Publ.), 1974. p. 266–288.
16. Lomtev V.L. New data on the Ulleung basin and trough structure (Japan Sea), in *Stroenie zemnoj kory i perspektivy neftegazonosnosti v regionah Severo-Zapadnoj okrainy Tihogo okeana* (Structure of the earth crust and oil-and-gas presence prospects in regions of North-West Pacific margins). Juzhno-Sahalinsk: IMGIG DVO RAN (Publ.), 2000. vol. 2. p. 54–74.
17. Lomtev V.L. On the structure of the marginal damp of the Eastern Korean Peninsula shelf (Sea of Japan). *Geol. Polezn. Iskop. Mir. Okeana*. 2011. No. 1. p. 93–101. (in Russ.)
18. *Geologiya Korei* (Geology of Korea). Moscow: Mir (Publ.), 1964. 264 p.
19. *Geology of Korea*. Seoul: Kyohak-Sa Publishing Co. & Geological Society of Korea, 1987. 515 p.
20. *Batimetricheskaja karta Mirovogo okeana* (Bathymetric map of the World ocean). M-b 1:10000000. M.: GUGK pri SM SSSR, 1977.
21. Lomtev V.L. New Data on the Structure of the Okhotsk margin, the Kuril Arc. *Geol. Polezn. Iskop. Mir. Okeana*. 2010. No. 1. p. 74–83. (in Russ.)
22. Lomtev V.L. and Patrikeev V.N. New Evidence for the Structure of Conical Seamounts and Hills at the Foot of the Sea of Okhotsk Margin of the Kuril Island Arc: Continuous Seismic-Profiling Data. *Vulkanol. Sejsmol.* 2015. no. 2. p. 44–55. (in Russ.)
23. Suk B.-Ch., Anosov G.I., Semakin V.P., and Svarichevsky A.S. Bathymetry and morphotectonic elements in the Ulleung basin, East Sea of Korea. *Korean Journal of Geophysical Researches*. 1996. Vol. 24. No. 1. P. 1–10.
24. *Sejsmicheskaja stratigrafija* (Seismic stratigraphy). In 2 parts. Moscow: Mir (Publ.), 1982. 846 p.
25. Gnibidenko G.S. *Tektonika dna okrainnyh morej Dal'nego Vostoka* (Tectonics of the floor of Far East marginal seas). Moscow: Nauka (Publ.), 1979. 163 p.
26. Hong G.H., Kim S.H., Chung C.S., Kang D.-J., Shin D.-H., Lee H.J., and Han S.-J. ²¹⁰Pb-derived sediment accumulation rates in the Southwestern East Sea (Sea of Japan). *Geo-Marine Letters*. 1997. Vol. 17. No. 2. P. 126–132.
27. Itoh Y., Nakajima T., and Takemura A. Neogene deformation of the back-arc shelf of South-west Japan and its impact on the palaeoenvironments of the Japan Sea. *Tectonophysics*. 1997. Vol. 281. No. 1. P. 71–82.
28. Lomtev V.L. Landslides in submarine continental margins in the Pasadena orogeny epoch, in *Prirodnye katastrofy i stihijnye bedstviya* (Natural catastrophes and disasters in the Far Eastern region). Vladivostok: DVO AN SSSR (Publ.), 1990. vol. 2. p. 348–363.
29. Egorov Ju.O., Osipenko A.B. Submarine Slumping Processes in Canyons of the Northern Kamchatka Gulf. *Okeanologija (Moscow)*. 1999. vol. 39. No. 4. p. 605–613. (in Russ.)
30. Tihonov I.N., Lomtev V.L. Shallow seismicity and tectonic features of the Sea of Japan. *Tihookean. Geol.* 2013. vol. 32. No. 5. p. 66–77. (in Russ.)
31. Lomtev V.L., Patrikeev V.N., and Nemchenko G.S. Seismostratigraphy of the Cenozoic sedimentary cover of the North-Western Pacific plate, in *Struktura i veshhestvennyj sostav osadochnogo chehla Severo-Zapada Tihogo okeana* (Structure and material composition of the North-West Pacific sedimentary cover). Juzhno-Sahalinsk: IMGIG DVO RAN (Publ.), 1997. p. 21–41.
32. Frend R. Rift valleys, in *Sistema riftov Zemli* (The world rift system). Moscow: Mir (Publ.), 1970. P. 209–219.
33. Hosino M. *Morskaja geologija* (Marine geology). Moscow: Nedra (Publ.), 1986. 432 p.
34. Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin. *Mar. Geol.* 1980. Vol. 34. No. 3/4. P. 207–218.
35. Lomtev V.L. and Patrikeev V.N. About Quaternary age of Pacific trenches. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1988. No. 4. p. 55–63. (in Russ.)