

УДК 550.834 (265.54)

© В.Л. Ломтев, 2011

*Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения  
РАН, Южно-Сахалинск*

## **К СТРОЕНИЮ И ИСТОРИИ КОТЛОВИНЫ И ТРОГА УЛЛЫНДО (южная часть Японского моря)**

*Интерпретация данных НСП, МОГТ и бурения позволили по-новому рассмотреть историю формирования котловины и трога Уллындо и строение их неоген-четвертичного осадочного чехла. Они образовались в среднем-позднем плейстоцене в результате контрастных тектонических движений, интенсивного, траппового и экструзивного магматизма и связанного с ним компенсационного опускания дна на 2-2,5 км и инверсии приосевой части краевого прогиба Нактон (хребет Оки). Дельта, авандельта и фан Хуанхэ надстраивались в этом прогибе с выходом в Японское море, а фан проградировал вероятно и на прилегающее ложе СЗ Пацифики. Образование котловины Уллындо сопровождалось также оползанием края авандельты, вероятность которого сохраняется и в настоящее время (блоковые, возможно цунамигенные, оползни).*

### **Введение**

Материалы НСП ИМГиГ, МОГТ и бурения дают возможность уточнить историю формирования и строение котловины и трога Уллындо в южной части Японского моря (рис. 1-6). Профили непрерывного сейсмопрофилеирования методом отраженных волн (НСП МОВ) получены в 1991 и 1993 годах на НИС «Проф. Гагаринский» во время совместных (ИМГиГ, Южно-Сахалинск – KORDI, Сеул) геолого-геофизических исследований (КМПВ, грунтоотбор, геотермия [1-3]). Впервые они были частично представлены в отчете [3], хотя и в сильно уменьшенном виде, а их первая интерпретация сделана автором в 2000 г. [2]. Сейсмопрофилеирование проводилось на 6-7-узловом ходу с электроискровым источником мощностью 12-14 кДж в частотном диапазоне 110-130 Гц. Глубинность НСП в кайнозойском чехле не превышала 1-1.5 км при разрешающей способности 15-20 м.

Геолого-геофизическая изученность исследуемого и прилегающих районов Японского (Восточного [3-7]) моря за последние примерно 40 лет включает рекогносцировочные и региональные съемки НСП и МОГТ, отдельные и кресты профилей МПВ [1-5, 7-15], параметрическое бурение на шельфах [4, 5, 15] и в соседних котловинах Ямато и Центральная (б/с «Гл. Челленджер» и «Дж. Резольюшен» – ссылки в [4, 5]), многочисленные станции драгирования выходов докайнозойских пород акустического фундамента и вулканогенно-осадочных отложений кайнозойского чехла [9-14]. По итогам анализа полученных данных опубликованы тектонические и геологические карты с изопахитами осадочного кайнозоя (до 2,5 км в котловине Уллындо), а также карты аномальных, гравитационного и магнитного, полей. Исследователями разработаны несколько, зачастую альтернативных, версий

строения и истории геологического развития впадины Японского моря, включая ее южную часть. Ведущими среди них считают представления о кайнозойском (олигоцен-плейстоцен по К. Тамаки) рифтогенезе, связанном с мантийным диапиризмом (по Д. Каригу), раздвигом и раскрытием этой тыловодужной впадины [8, 9, 11-15].

Вместе с тем прослеживание субмеридиональных прогибов и массивов Корейского п-ова (Сино-Корейский щит) в Японское море к поднятию Ямато [3, 13, 17], признаки предмиоценовой палеосуши [11, 12, 17] и ряд нерешенных проблем в истории осадконакопления, магматизме, нефтегазовой геологии [1-3, 5, 9, 10, 13] указывают на необходимость дальнейшего изучения этого региона, на что ориентирована и настоящая работа. Среди проблем в строении котловины и трога Уллындо выделим: пологий региональный наклон дна к западу, нетипичный для котловин Ямато и Центральной в Японском море и других котловин окраинных морей Тихого океана и до сих пор не получивший объяснения, кроме [2]; разное строение бортов трога Уллындо, нехарактерное для рифтов [18]; особенности продольного заполнения с юга на север мезокайнозойского краевого прогиба Нактон выносами Хуанхэ, связанные с формированием ее дельты, авандельты, фана и т.н. комплекса выполнения; широкое развитие структурных и деструктурных оползней, частью вероятно цунамигенных [2] и ряд других.

#### **Морфоструктуры района**

Котловина и трог Уллындо располагаются во входящем структурном угле, образованном подводными окраинами Сино-Корейского щита и Японской дуги. Из-за довольно сложного строения рельефа их нередко называют бордерлендами (рис. 1, 2; [11-14]). В Цусимском (Корейском [19, 20]) проливе их разделяет мезокайнозойский краевой прогиб Нактон [21], или Цусимский [12], открытый к северу во впадину Японского моря и к югу на шельф Тунгхай [5, 14]. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными отложениями мезокайнозоя мощностью 8-10 км [4, 7]. Его фундаментом служат палеозой-докембрийские гнейсы и граниты метаморфического пояса Хида на западном побережье о-ва Хонсю и докембрийские гнейсо-граниты массива Собэк на восточной окраине Корейского п-ова [5, 9, 21]. Подводные окраины Кореи и Японии включают в себя шельф, аваншельф (переуглубленный шельф по В.Д. Дибнеру), верхний уступ и бордерленд, опирающийся на ложе Центральной котловины с глубинами 2600-3000 м. Основными морфоструктурами бордерленда на исследуемой площади являются котловина, трог и плато Уллындо (возвышенность Криштофовича [2]) и с востока – хребет Оки (Пржевальского [8]; рис. 1, 2). Ниже рассматриваются новые особенности их строения и генезиса по данным НСП (рис. 2, 3).

*Хребет Оки (Пржевальского)*. Соединяет о-в Хонсю с возвышенностью Ямато, разделяя котловину Ямато и трог Уллындо (рис. 1, 2; [19, 20]). Вершина хребта уплощена, местами абрадирована (аваншельф) с несколькими островами (Оки) и скалами (Лианкур [20]), включая двойной четвертичный, вероятно экструзивный, вулкан Чукто (профиль 139 на рис. 3,1; [2]). В строении хребта судя по профилю НСП выделяются согласно деформированный неоген-четвертичный чехол с верхней, контрастной, и нижней, полупрозрачной толщами мощностью более 1-1,5 км и многочисленные эк-



Рис. 1. Обзорная батикарта [19] с положением буровых скважин, стратиграфические колонки которых представлены на рис. 5, 6

струзивные купола, связанные с внедрением крупных объемов вязкой, кислой магмы (рис. 3.1). Накопление столь мощной толщи осадков происходило в прогибе между плато Уллындо и Японской островной дугой, что указывает на продолжение мезокайнозойского краевого прогиба Нактон к северу в Японское море. Образование хребта Оки в его приосевой части фиксирует инверсию прогиба, которая в основном связана с внедрением крупных объемов вязкой, кислой магмы (экструзии) в плейстоцене или его второй половине [2, 8, 17]. Амплитуда постседиментационного воздымания дна соответствует высоте хребта и составляет примерно 1 км (рис. 1-3).

*Трог Уллындо.* Традиционно считается северной частью котловины Уллындо. Борта трога разновысотные ( $>1-1,5$  км) крутизной до  $4-5^\circ$ , днище широкое (12-35 км) с пологим ( $1-2^\circ$ ) региональным наклоном к западу (рис. 3.1-2). Вдоль основания западного борта проходит неглубокая подводная долина Вонсан [6] с 300-метровым палеоврезом (рис. 2).

Предшественниками трог Уллындо рассматривается как структура растяжения и опускания земной коры типа рифта или рифтограбена [8, 9-14]. Судя по профилям 112 и 135 (рис. 3.1-2) для него характерно разное строение бортов, включая глубину залегания акустического фундамента, состав и возраст его пород [9-14], проявления экструзивного (хребет Оки) и трап-

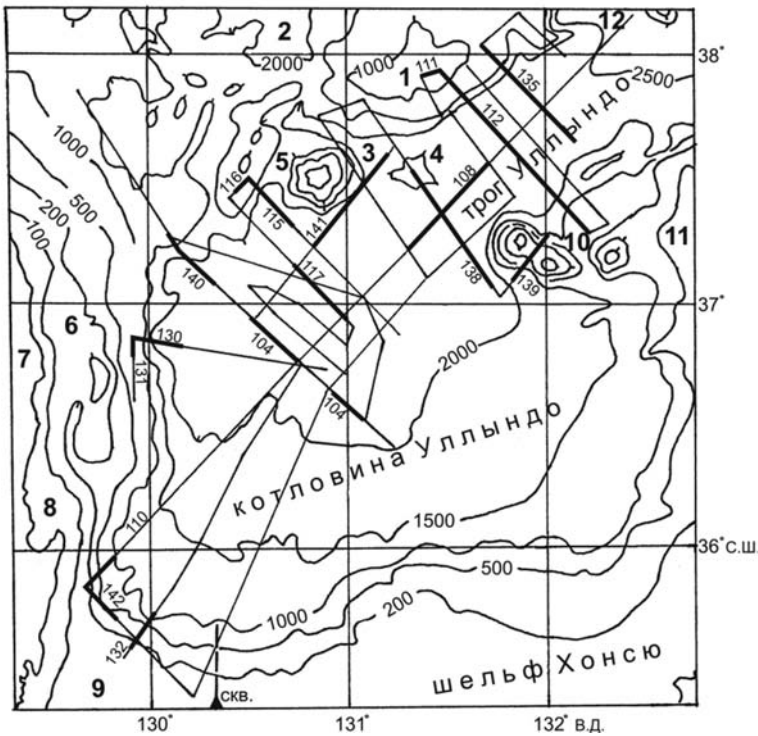


Рис. 2. Батикарта котловины и трога Уллындо (Японское море) с сечением изобат 500 м и профилями НСП ИМГиГ [2]: 1 – плато Уллындо, 2 – Восточно-Корейский трог, 3 – подводная долина Вонсан [6], 4 – подводная гора Глебова, 5 – о-в Уллындо с вулканом Нари, 6 – всиячий осадочный бассейн Хупо [1, 5], 7 – массив Собэк, 8 – всиячий осадочный бассейн Поханг [1, 5], 9 – мезокайнозойский краевой прогиб Нактон и северный выход из Цусимского пролива, 10 – о-ва и двойной вулкан Чукто, 11 – хребет Оки, 12 – Западно-Яматинский «залив» Центральной котловины Японского моря. Пунктир – профиль МОГТ на рис. 4 через скв. Долгораи-1 (черный треугольник [4])

пового (западный борт) магматизма. Под днищем трога акустический фундамент залегает горизонтально и, судя по погребенному, вероятно щитовому, вулкану на профиле 112 (рис. 3.1), имеет, вероятно, трапповую природу и предмиоценовый возраст [2]. Западный борт (плато Уллындо) в отличие от восточного террасирован сбросами и позднекайнозойские осадки на него налегают с утонением и выклиниванием. Налегание, как известно, возникает при продольном заполнении прогиба [22], которое, если ориентироваться на палеоврез и долину Вонсан, происходило с юга на север. Инверсия прогиба Нактон и образование хребта Оки в плейстоцене привели к обособлению трога Уллындо как типичного остаточного прогиба.

*Плато Уллындо (Криштофовича).* Представляет собой моноклиальный выступ докембрийских (архей-ранний протерозой [9-13]) пород с крутым восточным склоном, располагающийся на продолжении массива Собэк в восточной части Сино-Корейского щита [5, 9, 21]. Он разделяет Восточно-Корейский и Уллындо трог и в основном драпирован маломощными траппами и позднекайнозойскими морскими осадками (рис. 3.1-2; [9-14]). Выходы фун-

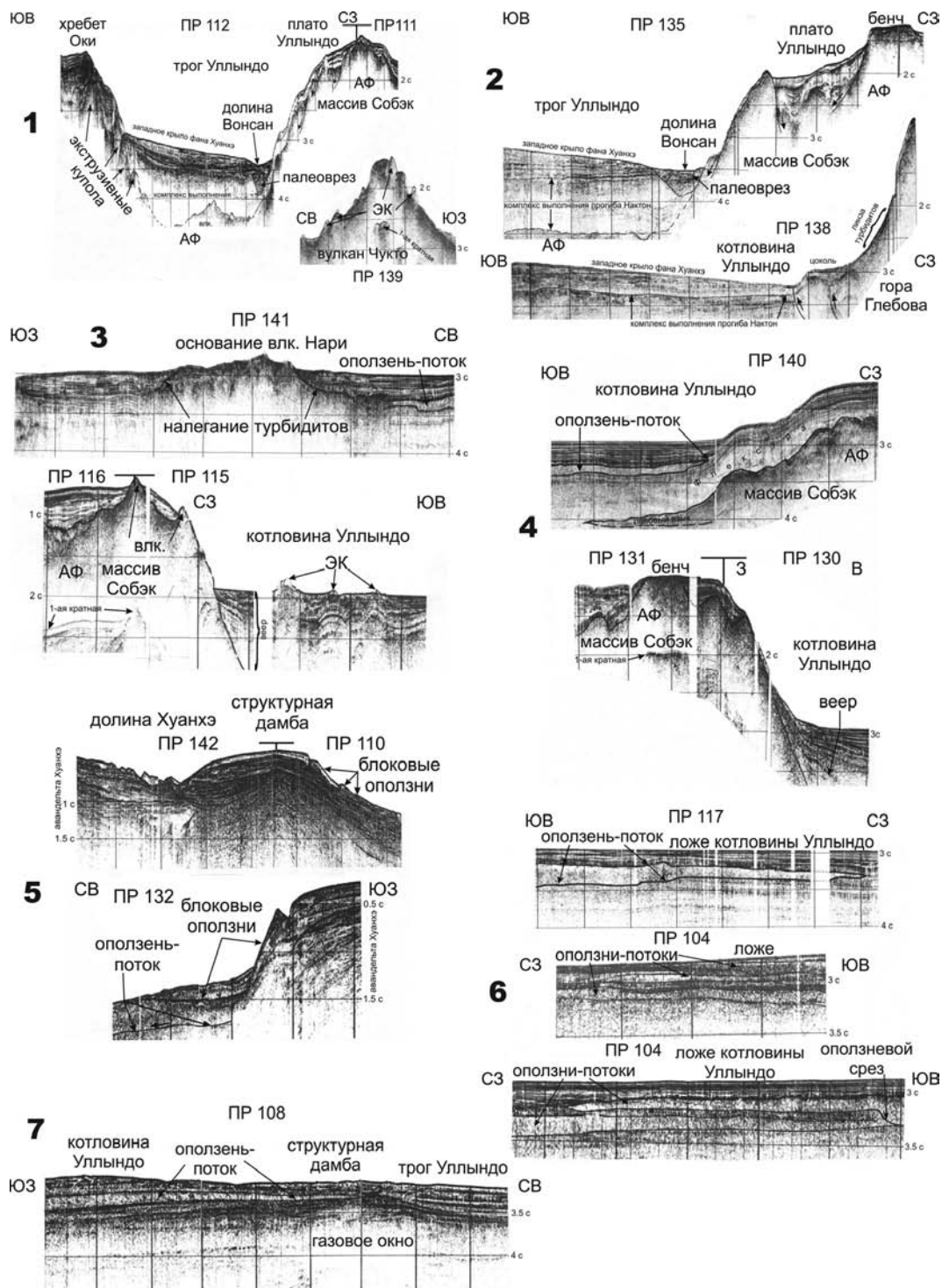


Рис. 3. Профили (ПР) НСП ИМГиГ в котловине и трого Уллындо [2]. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега (здесь и на рис. 4), горизонтальный – получасовые марки, равные примерно 6 км. ЭК – экструзивный купол, АФ – акустический фундамент, влк. – вулкан. Линии со стрелками – предполагаемые разломы и смещения по ним

дамента на дно местами абрадированы и находятся на разных глубинах (разноглубинные бенчи аваншельфа), что указывает на палеосушу и ее последующее затопление морем в позднем кайнозое. Тектонические ступени и блоки фундамента с постседиментационными наклонами осадочных слоев свыше  $2^{\circ}$  фиксируют фазу деформации (тектогенеза), определившую переход от малоамплитудного рельефа палеосуши к более контрастному рельефу окраинного моря. Почти непрерывное прослеживание предмиоценовых траппов и перекрывающих их позднекайнозойских морских на склон и вершину плато Уллындо на профиле 112 позволяет определить общую амплитуду контрастных тектонических движений этой фазы, достигающую 2-2,5 км.

Отметим своеобразный имидж придонных осадков с интенсивными отражающими границами в прозрачном матриксе. Он не имеет аналога в изученном районе и вероятно связан с переслаиванием морских осадков дальнего (прозрачный матрикс) и ближнего транзита (переотложенные продукты абразии и вулканизма палеосуши [2]).

*Котловина Уллындо (Цусима)* протяженностью около 100 км [19, 20] через субширотный Западно-Яматинский “залив” [8] открыта в Центральную котловину Японского моря (рис. 1, 2). В плане изометрична с двумя, южным и восточным, “заливами”. Ее борта высотой до 1 км и крутизной  $7-11^{\circ}$  изрезаны подводными оврагами (по Ф. П. Шепарду) и долинами, включая Хуанхэ. На батикарте [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. Днище, как и трога Уллындо, имеет региональный пологий наклон к западу, поэтому его глубины в этом направлении увеличиваются от 1200 до 2200 м.

В строении котловины выделим: узкую флексуру южного борта с относительно спокойным, параллельным дну залеганием неоген-четвертичных осадков, вскрытых скв. Долгораи-1 (рис. 4), вдоль которой мощность коры сокращается вдвое с 30 до 14 км [1, 11]; ступенчатую флексуру западного борта с клином предмиоценовых(?) платобазальтов (лавовый язык или часть вулканической постройки протяженностью 10 км) на профиле 140 (рис. 3.4 а), указывающий на близлежащий вулканический или трещинный центр излияний (подводное продолжение массива Собэк); низкие структурные дамбы вдоль края Цусимского шельфа (рис. 3.5) и у входа в трог Уллындо (рис. 3.7); несколько антиклинальных складок и ступеней [3] на ложе; две группы растущих экструзивных конусов (рис. 3.3 б) близ о-ва Уллындо с кальдерным четвертичным (1 млн. лет [5]) вулканом Нары высотой 984 м (рис. 3.3 а). Последние связаны с внедрением вязкой, кислой магмы, поэтому авторы [3] этот вулкан также считают экструзивным. Стоящая рядом подводная коническая гора Глебова традиционно считалась вулканом (рис. 2, 3.2 б; [9, 12]). Однако на профиле 138 можно видеть, что ее восточные цоколь и склон, включая небольшую линзу контрастных турбидитов, слагают кайнозойские отложения, поднятые при внедрении экструзии вязкой, кислой магмы. Отсюда можно предположить, что почти изометричная в плане форма котловины хотя бы отчасти обусловлена компенсационным опусканием дна прогиба Нактон при оттоке кверху значительных объемов магм основного (траппы) и кислого (экструзии) состава.

Прослеживание нижней толщи неоген-четвертичного чехла через флексуру западного борта на профиле 140 и налегание его верхней, турбидитно-оползневой, толщи (рис. 3.4) надежно фиксируют тот факт, что еще недавно котловина Уллындо была существенно более мелкой и гораздо шире современной, особенно в западном направлении [1, 3, 5, 16]. Опускание ее ложа происходило достаточно быстро, поэтому к настоящему времени здесь успела накопиться верхняя толща мощностью до 400 м (коррелятивный комплекс), сложенная контрастными надоползневыми турбидитами и пластовыми оползнями (оползни-потоки) с прослоями частично ими эродированных турбидитов (профили 104, 117, 140). С учетом перепада высот между Цусимским шельфом и кровлей нижней толщи общая амплитуда опускания составит 2-2,5 км [2]. При средней мощности надоползневых турбидитов 200 м (скорость распространения продольных волн в них принята 1600 м/с [1]) и скорости аккумуляции 0,02-0,2 см/год их придонных слоев [23], последняя фаза углубления и сужения котловины Уллындо началась 1-0.1 млн. лет назад (средний – поздний плейстоцен), что близко оценкам [2, 8, 17]. Независимо этот вывод подтверждает и налегание надоползневых турбидитов на подводное основание четвертичного вулкана Нари на профиле 141 (рис. 3.3).

Отметим также веер отражающих границ верхней толщи на рис. 3.3-4, который в отличие от ее горизонтального залегания на профиле 140 (рис. 3.4), указывает на конседиментационный режим тектонических движений фундамента верхнего уступа континентального склона (в отличие от подводного продолжения массива Собэк – см. выше).

#### **Строение неоген-четвертичного чехла**

Ранее по данным НСП и драгирования было установлено, что неоген-четвертичный чехол котловины и трога Уллындо слагают контрастная верхняя и полупрозрачная нижняя толщи [8-12, 14]. На опубликованных картах изопахит видно 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). Полагали, что в составе чехла преобладает биотерригенная взвесь западной ветви теплового течения Куроисио, следующей в Японское море через Цусимский пролив, с примесью местной пирокластике, выносов рек и мелких каньонов. Однако возможна и иная точка зрения [2].

*Авандельта Хуанхэ.* Подводная часть дельты Хуанхэ впервые выделяется на южном и северном выходах из Цусимского пролива соответственно по данным МОГТ, НСП и бурения (рис. 3.5, 4). Основными признаками авандельты являются косослоистые сейсмофации (клиноформы наращивания [22]) и глинизация осадочного разреза к северу с выпадением углей, конгломератов и ракушняка в меридиональном ряду скважин на рис. 1, 5, 2 (Долгораи-1) и 6 [2]. Фронт авандельты фиксируют крупные восточный (шельф о-ва Хонсю) и южный (Цусимский шельф), оползневые цирки, или «заливы» котловины (рис. 2). Севернее надстраивался фан, или подводный конус выноса Хуанхэ.

Высота клиноформ авандельты на профиле МОГТ в средней части разреза достигает примерно 500 м со снижением кверху до 300 м (рис. 4). В скв.

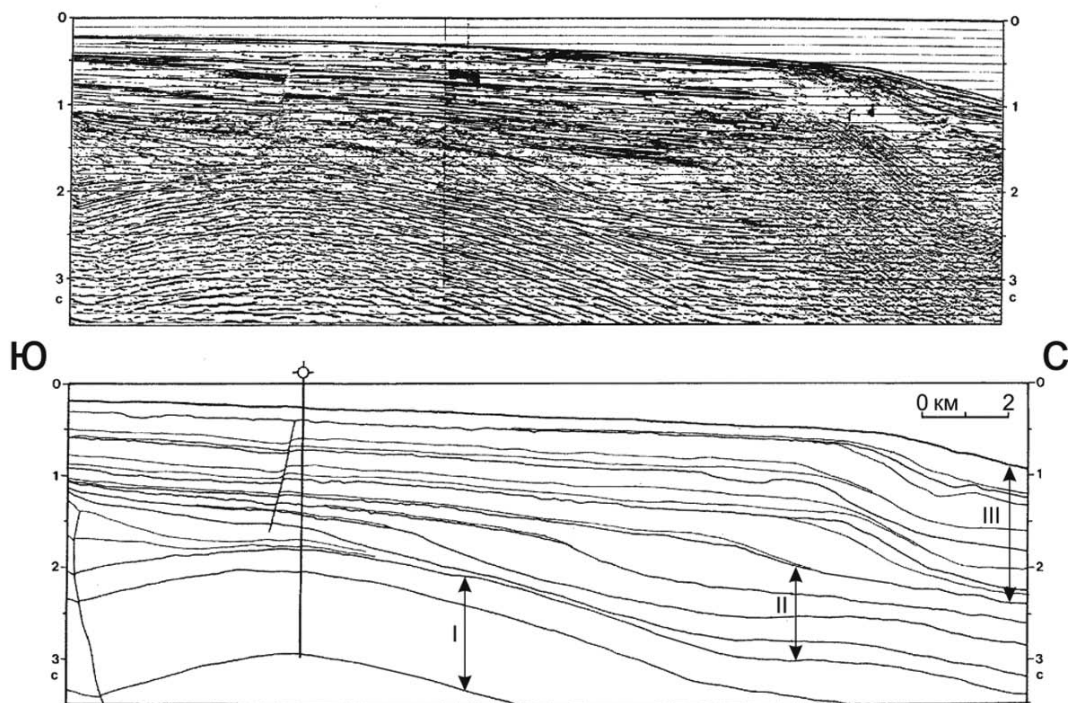


Рис. 4. Временной (вверху) и интерпретированный временной разрез МОГТ через скв. Долгораи-1 с сокращениями рис. 2; [4], см. также рис. 2: I-III – сейсмокомплексы с возрастом осадков 16-12, 12-6.5 и 6.5-0 млн. лет соответственно

Долгораи-1, пробуренной на фронте авандельты, мощность песчано-глинистого разреза с возрастом осадков моложе 16 млн. лет (средней миоцен – плейстоцен) составила 4,2 км [4]. В работе [2] ее формирование в краевом прогибе Нактон связывают с выносами Хуанхэ, одной из крупнейших рек на Дальнем Востоке, также с фациальным замещением в основном пресноводных, аллювиально-дельтовых, отложений в скв. Томи-1 и Сора-1 (рис. 1, 5) морскими, глинисто-песчаными фациями авандельты (скв. Долгораи-1 [4, 7]) на южном выходе из Цусимского пролива и далее к северу более тонкозернистыми, песчано-глинистыми фана в скв. 1-4 (рис. 1, 6). Кроме того, карта [20] четко фиксирует современное подводное продолжение Хуанхэ от ее современного устья в заливе Бохай (Желтое море) в обход Корейского п-ова к северному выходу из Цусимского пролива и котловине Уллындо. Она эродирует западный фланг авандельты, а ее выносы в основном слагают и придонные надолползневые турбидиты верхней толщи в западной части ложа котловины (рис. 2, 3.3-4). Таким образом, Тибет и равнинный Китай были главной областью сноса терригенных осадков, слагающих неоген-четвертичный чехол на юге и востоке впадины Японского моря.

*Фан, или подводный конус выноса Хуанхэ.* Надстраивался в неогене – раннем плейстоцене на северном продолжении прогиба Нактон мористее авандельты Хуанхэ [2]. Его западное крыло в трогe и котловине Уллындо определяет региональный пологий наклон их дна к западу (рис. 2, 3.1-2).



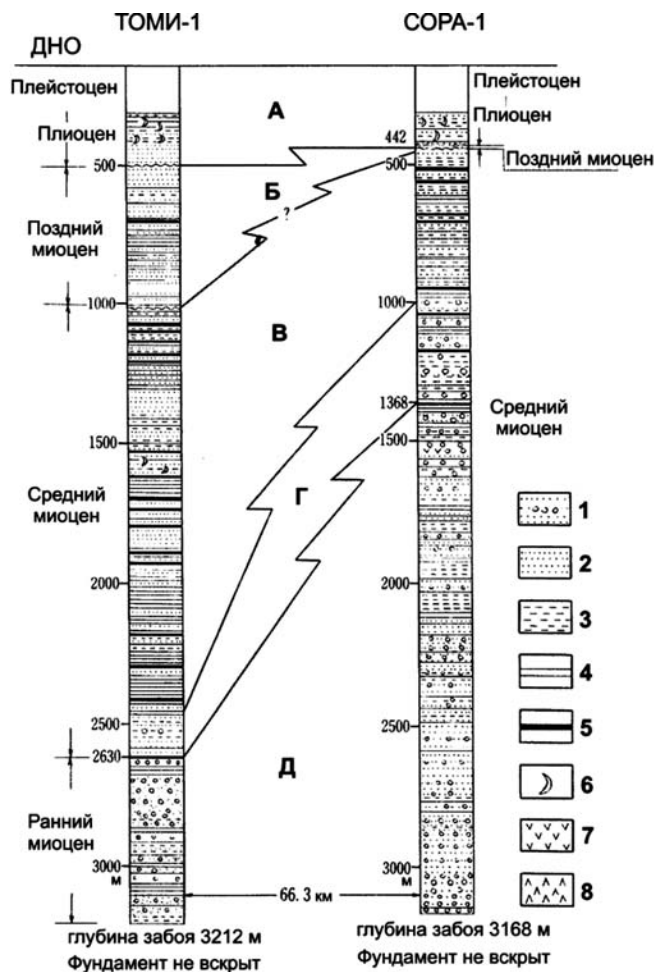


Рис. 5. Стратиграфические колонки скв. Томи-1 и Сора-1 на южном выходе из Цусимского пролива (рис. 1; [5]): 1 – конгломерат, 2 – песчаник, 3 – алевролит, 4 – аргиллит, 5 – каменный уголь или лигнит, 6 – ракушняк, 7 – вулканиты, 8 – кремни. Обстановки осадконакопления: А – шельфовые, Б – флювиально-дельтовые(?), В – флювиально-дельтовые, Г – дельтовые, Д – аллювиальные

Это крыло надежно опознается на профилях 135, 138 и отчасти 112 как придонный клин контрастных осадков верхней толщи с подошвенным несогласием, утоняющийся к западу. Ниже залегают горизонтально-слоистые осадки нижней, полупрозрачной толщи, или т.н. комплекс выполнения краевого прогиба Нактон. Главная долина фана, судя по линзам осадков с хаотической текстурой, намечается близ оси прогиба Нактон (вершина хребта Оки), следовательно, восточнее располагается его противоположное крыло, вскрытое скв. 1-4 близ п-ова Симанэ (рис. 1, 6).

Ко времени заложения Курильского и Японского глубоководных желобов в среднем плейстоцене [24] фан Хуанхэ выдвинулся к Сангарскому проливу между о-вами Хонсю и Хоккайдо и одноименному каньону с конусом выноса и долиной Накве на краевом вале Хоккайдо (Зенкевича) и прилегающей части абиссальной котловины Тускарора к югу от уступа одно-

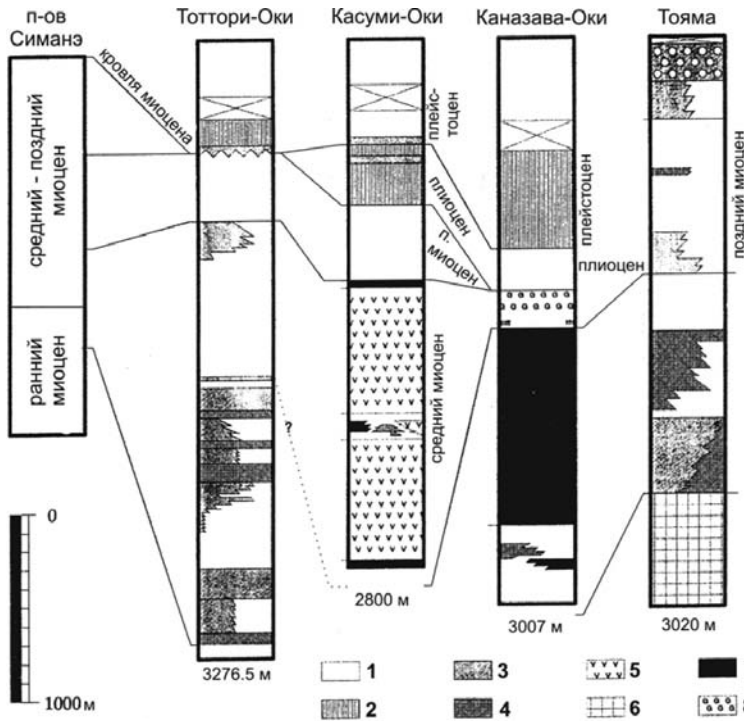


Рис. 6. Стратиграфические колонки скв. 1 - Тоттори-Оки, 2 - Касуми-Оки, 3 - Каназава-Оки и 4 - Тояма близ п-ова Симанэ (западное побережье о-ва Хонсю) с сокращениями (рис. 1; [15]): 1 – аргиллит, 2 – алевролит, 3 – песчаник, 4 – туфы, 5 – риолит, 6 – андезит, 7 – базальт, 8 – глауконит. В основании колонок указана глубина забоя в метрах

именного разлома [25, 26]. На батикарте [20] его оконтуривает изобата 5500 м. Таким образом, протяженность фана Хуанхэ с выходом на ложе СЗ Тихоокеанского побережья превысит 1700 км, что близко протяженности (2000 км) четырехлопастного фана Зодиак, проградировавшего к югу от Алеутского желоба (ссылка в [24]).

**Оползни котловины Уллындо.** Согласно [2] представлены деструктивными (оползни-потоки) и структурными (блоковые оползни) типами [27]. Оползни-потоки занимают почти все ложе котловины (рис. 3.3-4, 3.6-7), кроме участка, прилегающего к вулкану Чукто. На южном крыле структурной дамбы у входа в трог Уллындо (рис. 3.7) они выклиниваются. На профилях НСП оползни-потоки слабоконсолидированных осадков авандельты Хуанхэ (до 2-3 горизонтов) переслаиваются со слоистыми турбидитами и опознаются по шероховатым (микроскладки) сейсмофациям, пластовому строению (пластовые оползни) и оползневому подошвенному срезу глубиной до 50 м (эрозия подстилающих турбидитов). Мощность оползней-потоков измеряется десятками – первыми сотнями метров (рис. 3.4-7) и уменьшается вниз по уклону ложа от южного и восточного “залитых” котловины (оползневые цирки [2]).

Обратим внимание на два разновозрастных блоковых оползня в южном оползневом цирке (в том числе висячий), поскольку с одной стороны

они указывают на уплотнение разреза авандельты Хуанхэ к настоящему времени, а с другой – его современное регрессивное отступление к югу (рис. 3.5). К структурным относятся и два небольших оползня (осовы?) к западу от него (рис. 3.5). Развитию оползней в южном и восточном оползневых цирках способствуют наклон клиноформ авандельты в сторону котловины (рис. 4), относительно низкое сопротивление сдвигу (удельное сцепление) слагающих ее глинисто-песчаных осадков и вероятно коровая сейсмичность региона [5]. Заметим, что на крутых южном и, вероятно, других склонах котловины Уллындо осадки со среднего-позднего плейстоцена практически не накапливаются (рис. 3.2-5).

### **Обсуждение результатов**

Из представленных материалов НСП, МОГТ и бурения и их интерпретации обратим внимание на разное строение бортов трога Уллындо, нетипичное для классических рифтов [18], почти изометричную, вероятно, компенсационную воронку одноименной котловины, инверсию мезокайнозойского краевого прогиба Нактон (точнее его северного продолжения), вызванную внедрением многочисленных экструзий вязкой магмы в неоген-четвертичный чехол. Последнее с учетом данных НСП по охотской окраине Курильской дуги видимо характерно для тыловой части вулканических дуг Пацифики [28]. В результате в приосевой части краевого прогиба Нактон возник хребет Оки и обособился трог Уллындо (остаточный прогиб). С учетом данных [23] по скорости осадконакопления заключаем, что эти морфоструктуры возникли в среднем-позднем плейстоцене (пасаденская глобальная фаза складчатости и орогенеза по Г. Штилле), т.е. они совозрастны глубоководным желобам Пацифики [2, 24]. Согласно [29] горизонтальное смещение земной коры к востоку по региональному шарьяжу Ойасио на внутреннем склоне Японского желоба достигает 90 км (т.н. надвиг островной дуги на ложе океана). Однако в тылу Японской дуги, как следует из представленных в статье и работах [4, 5, 7, 14] данных НСП и МОГТ, нет параллельной ей структуры зияния типа рифта или раздвига сходного размера, компенсирующей сокращение площади коры. Следовательно, под Японским морем кора также находится в аллохтонном залегании (срыв к востоку). Последнее согласно [30] независимо подтверждает широтная (моноклиальная) асимметрия подводного продолжения массива Собэк (включая плато Уллындо), имеющего крутой восточный склон в сравнении с более пологим западным, что позволяет его рассматривать как мегамоноклиаль – типичную структуру корового или внутрикорового срыва [30].

Судя по данным бурения и сеймики, представленных в работе, можно предполагать, что в строении неоген-четвертичного чехла котловины и трога Уллындо преобладают выносы Хуанхэ, дренирующей Тибет и равнинный Китай, а не биотерригенная взвесь западной ветви теплого Куроисио. В краевом прогибе Нактон они формировали дельту, авандельту, фан и комплекс выполнения, а также оползни и надоползневые турбидиты ложа котловины (коррелятная верхняя толща). Заметим, что авторы [4, 7], детально изучавшие клиноформы по данным бурения скв. Долгораи-1 и МОГТ, связывают их с проградацией Цусимского шельфа к северу, что не учитывает последовательную смену фаций в прогибе Нактон с юга на север в скважи-

нах на рис. 5, 6 (см. выше) и общепринятый возраст шельфов Мирового океана (поздний, реже средний плейстоцен). С учетом мощности вскрытого бурением терригенного разреза (>3-4 км), данных промера и НСП по абиссальному каналу Накве протяженностью 1100 км и конусу выноса Сангарского каньона [25, 26] приходим к выводу, что фан Хуанхэ выходил на прилегающее ложе СЗ Пацифики, т.е. его протяженность превысила 1700 км. После заложения Курильского и Японского глубоководных желобов его проградация на ложе океана прекратилась (реликтовая форма [24]).

У входа в трог Уллындо на профилях НСП по скрытому угловому несогласию четко опознаются комплекс выполнения прогиба Нактон с горизонтальными отражающими границами (региофация ложа и/или дистальная часть фана) и перекрывающие его отложения западного крыла фана Хуанхэ, имеющие пологий региональный наклон к подводному продолжению массива Собэк.

Отметим также признаки газонасыщенности неоген-четвертичного чехла в котловине и трог Уллындо, представленные газовыми окнами (рис. 3.7), столбами, аномалиями типа «залежь» [2, 31]. Местами с газонасыщенностью отложений в низах чехла связана их акустическая прозрачность на профилях НСП в Японском и других окраинных морях Дальнего Востока, а также прилегающем ложе СЗ Пацифики в сравнении с контрастностью его верхов [5, 8-11, 14, 25, 31]. В преимущественно терригенных разрезах по мнению В.Н. Патрикеева это различие в интенсивности сейсмозаписи связано с тем, что при мощности пластов существенно меньше четверти преобладающей длины волны (3-4 м) сейсмического импульса в НСП, уменьшается амплитуда отраженного сигнала и, следовательно, осветляется осадочный разрез [25].

Особо выделим проблему более детального изучения (картирования) и возможно мониторинга всяких оползней в южном и восточном оползневых цирках котловины Уллындо, поскольку они, как известно [27], способны вызвать заметные цунами в бассейне Японского моря, и, следовательно, угрожать российским портам в Приморье и Татарском проливе.

### **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 среднем-позднем плейстоцене в результате контрастных движений пасаденской фазы глобальной орогении, экструживного (хребет Оки) и траппового (днище трога и плато Уллындо) магматизма. Амплитуда вертикальных смещений дна составила 2-2,5 км. Мезокайнозойский краевой прогиб Нактон в неогене – раннем плейстоцене с юга на север заполнялся выносами Хуанхэ, сформировавшими последовательно ее дельту, авандельту, фан и т.н. комплекс выполнения. Западное крыло фана Хуанхэ определяет региональный пологий наклон дна котловины и трога Уллындо к подводному продолжению массива Собэк. Опускание дна котловины сопровождалось сползанием края авандельты Хуанхэ и формированием 2-3 оползневых горизонтов на ложе и двух крупных оползневых цирков, врезанных в шельфы о-ва Хонсю и севера Цусимского пролива. Из-за цунами-

опасности необходимо детальное изучение висячих оползней в южном и возможно восточном цирках.

Итак, в геологии Японского моря открываются новые направления и объекты для дальнейшего изучения.

Автор благодарен старшему инженеру Лаборатории морской геологии ИМГиГ М.Г. Гуринову за помощь в компьютерной подготовке графики и В.Н. Патрикееву за обсуждение проблемы акустической контрастности осадочного кайнозоя СЗ Пацифики на профилях НСП.

Часть настоящей работы поддержана в рамках гранта РФФИ 08-05-01096 и гранта ДВО РАН 09-И-П16-09.

1. *Аносов Г.И., Сок Б.-Ч., Аргентов В.В. и др.* Строение восточного шельфа полуострова Корея по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. - 2000. - Т. 19, № 2. - С. 3-16.
2. *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.
3. *Suk B.-Ch., Anosov G.I. et. al.* An oceanographic study in the East Sea (the Sea of Japan) – Korea and Russia cooperative research. - Seoul: KORDI, BSPN 00213-625-5. 1993. № 10. - 280 p.
4. *Chough S.K., Yoon S.H., 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, № 3. - P. 207-212.
5. *Geology of Korea / Lee D.-S., (ed.).* - Seoul: Kyohak-Sa Publishing Co. & Geol. Society of Korea, 1987. - 515 p.
6. *Suk B.-Ch., Anosov G.I., Semakin V.P., Svarichevsky A.S.* Bathymetry and morphotectonic elements in the Ulleung basin, East Sea of Korea // Korean Jour. Geophys. Res. - 1996. - Vol. 24, №1. - P. 1-10.
7. *Yoon S.H., Park S.J., Chough S.K.* Evolution of sedimentary basin in the southwestern Ulleung Basin margin: Sequence stratigraphy and geologic structures // Geosciences Jour. - 2002. - Vol. 6, № 2. - P. 149-159.
8. *Антипов М.П.* Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. - М.: Наука, 1987. - 86 с.
9. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. - Владивосток: Дальнаука, 1993. - 211 с.
10. Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования (отв. ред. Р.Г. Кулинич). - М.: Наука, 2007. - 503 с.
11. Основные черты геологического строения дна Японского моря. - М.: Наука, 1978. - 264 с.
12. *Сигова К.И.* Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. - Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. - 112 с.
13. *Чои Д.Р.* Японская котловина как тектонический трог // Тихоокеан. геология. - 1986. - № 6. - С. 24-33.
14. Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. - Tokyo: Geol Survey of Japan, 1978. № 10. - 80 p.
15. *Itoh Y., Nakajima T., Taketura 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, № 1. - P. 71-82.
16. *Shluter H.U., Chun W.C.* Seismic surveys off the East coast of Korea // United Nations ESCAP, CCOP Technical Bull. - 1974. - Vol. 8. - P. 1-14.

17. Ли Дюк Нам Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря / Тихоокеан. геология. - 1990. - № 5. - С. 3-11.
18. Фрэнд Р. Рифтовые долины // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 209-219.
19. Атлас океанов. Тихий океан. - Л.: ГУНиО МО СССР, 1974. - 322 с.
20. Батиметрическая карта Мирового океана. М-б 1:10000000. М.: ГУТК при СМ СССР, 1977.
21. Геология Кореи. - М.: Мир, 1964. - 264 с.
22. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х частях. - М.: Мир, 1982. - 846 с.
23. Hong G.H., Kim S.H., Chang C.S. et al.  $^{210}\text{Pb}$ -derived sediment accumulation rates in the Southwestern East Sea (Sea of Japan) // Geo-Marine Letters. - 1997. - Vol. 17, № 2. - P. 126-132.
24. Ломтев В.Л. Методы датирования глубоководных желобов // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 105-111.
25. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия 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.
26. Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Marine Geology. - 1980. - Vol. 34. - P. 207-218.
27. 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.
28. Ломтев В.Л. Новые данные о строении юга охотской окраины Курильской дуги // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. - 2010. - №1. - С. 50-59.
29. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. - 141 с.
30. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. - 2008. - №4. - С. 93-105.
31. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока. - Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. - С.107-119.

*За даними БСП, МЗГТ і буріння розглянуто нові риси будови котловини та трогоу Улліндо та їх осадового неоген-антропогенного чохла. Вони встановилися за середньо-пізнього плейстоцену в результаті контрастних тектонічних рухів, трапового та екструзивного магматизму і пов'язаного з ним компенсаційним опусканням дна на 2–2,5 км, а також інверсії при осьовій частини крайового прогину Нанктон (хребет Окі). Дельта, авандельта й фан ріки Хуанхе надбудувувалися в цьому прогині з виходом у Японське море, а фан просувався вірогідно й на прилегле дно Паціфіки. Утворення котловини Уліндо супроводжувалося також сповзанням краю авандельти; його вірогідність зберігається і в наш час (блокові зсуви, вірогідно цунамічні).*

*New features of Ulleung basin and trough and their Neogene-Quaternary sedimentary cover structure consider on SCP, CDP and drilling data. They had formed in the Middle-Late Pleistocene in consequence of contrast tectonic movements, intensive trap and extrusive magmatism involving a subsidence of sea bottom on 2–2.5 km and inversion of Nakton marginal trough axis (Oki ridge). Hwang Ho delta, avandelta and fan raised in this trough from south to north with advance to the Japan sea, and fan possibly prograded to adjacent NW Pacific floor. The Ulleung basin formation was accompanied slumping the avandelta edge, it's probability remains at present (block, possibly tsunamigenic, slides).*

Поступила 04.10.2011 г.