

---

**В.Л. Ломтев**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

## **ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ПРИКУРИЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЛОЖА СЗ ПАЦИФИКИ**

---

*По результатам интерпретации данных МОВ и бурения рассматриваются строение и обстановки формирования мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики. Чехол слагают финальные эффузивные траппы позднего мезозоя, мелководные трансгрессивные карбонаты позднего эпиконтинентального Тетиса (толща А, региональный коллектор углеводородов), опаковый слой, или толща В как его прибрежная региофация (региональный флюидоупор), горизонт С пестрых немых лессов палеосуши Пацифики, туффито-кремнисто-глинистая толща (D) молодой глубоководной Пацифики (миоцен-квартер). Намечены новые направления и проблемы в морской и нефтегазовой геологии этого региона.*

**Ключевые слова:** ложе СЗ Пацифики, мезокайнозойский чехол, траппы, палеогеография, региофация, сейсмофация, фан, бенч.

### **Введение**

Данная работа является журнальной версией двух статей по экспресс-сейсмостратиграфии мезозойского и кайнозойского чехлов прикурильской части ложа и т. н. Северо-Западной плиты Пацифики в восьмитомном сборнике ИМГиГ-1997 (том 4; [1, 2]), подготовленных в связи с аттестацией институтов РАН. В ней представлены две карты и несколько фрагментов временных разрезов (далее профилей) высокочастотного (~120—150 Гц) непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн (НСП МОВ). Батиметрическая и карта изопакит надбазальтового осадочного мезозоя и кайнозоя (рис. 1, 2), а также структурная карта (по кровле опакового слоя [2, 3]) построены Г.С. Немченко по результатам межгалсовой корреляции профилей НСП ИМГиГ протяженностью свыше 20 000 км и линейной интерполяции на удалении от них [4]. Сейсмопрофилирование проводилось на скорости 5—10 узлов в рейсах НИС «Пегас», «Морской геофизик» и «Проф. Гагаринский», выполненных в основном в рамках проекта д-ра геол.-мин. наук Г.С. Гнибиденко «Тихоокеанские

© В.Л. ЛОМТЕВ, 2015

трансекты». Стратиграфическая привязка сейсмопрофилей приводится для каждой скважины Проекта глубоководного бурения [5]; профили НСП ИМГиГ привязаны только к скв. 303, 304, 580 и 581 (рис. 1, [4]). По данным акустического каротажа на б/с «Гломар Челленджер» скорость распространения продольных волн в кайнозойских отложениях варьирует в пределах 1,6–1,7 км/с, а в отложениях позднего мезозоя увеличивается до 3,0–3,3 км/с.

Первые рекогносцировочные профили низкочастотного (60–120 Гц) НСП на северо-западе ложа Пацифики и частью используемая терминология (прозрачный слой — кайнозойский чехол, опаковый, или непрозрачный слой — позднемеловые пестрые кремни и глины толщи В) представлены в [6]. Они показали утонение осадочного кайнозоя на ложе к юго-востоку от Курило-Камчатской системы дуга-желоб, что интерпретировано как результат деятельности приповерхностных течений и было поддержано многими исследователями [5, 7]. Надо сказать, что общепринятые представления о геологическом строении и истории формирования ложа Тихого океана основывались на его юрско-меловом (прежде рифей-палеозойском) возрасте, тонкой (5–10 км) океанической коре, пелагической седиментации в открытом океане и гемипелагической — в его краевой части, отсутствии континентальных, прибрежных и шельфовых отложений и траппов, а также условий для термогенерации, аккумуляции и консервации залежей углеводородов, мел-палеогеновом возрасте Курило-Камчатского и Япон-

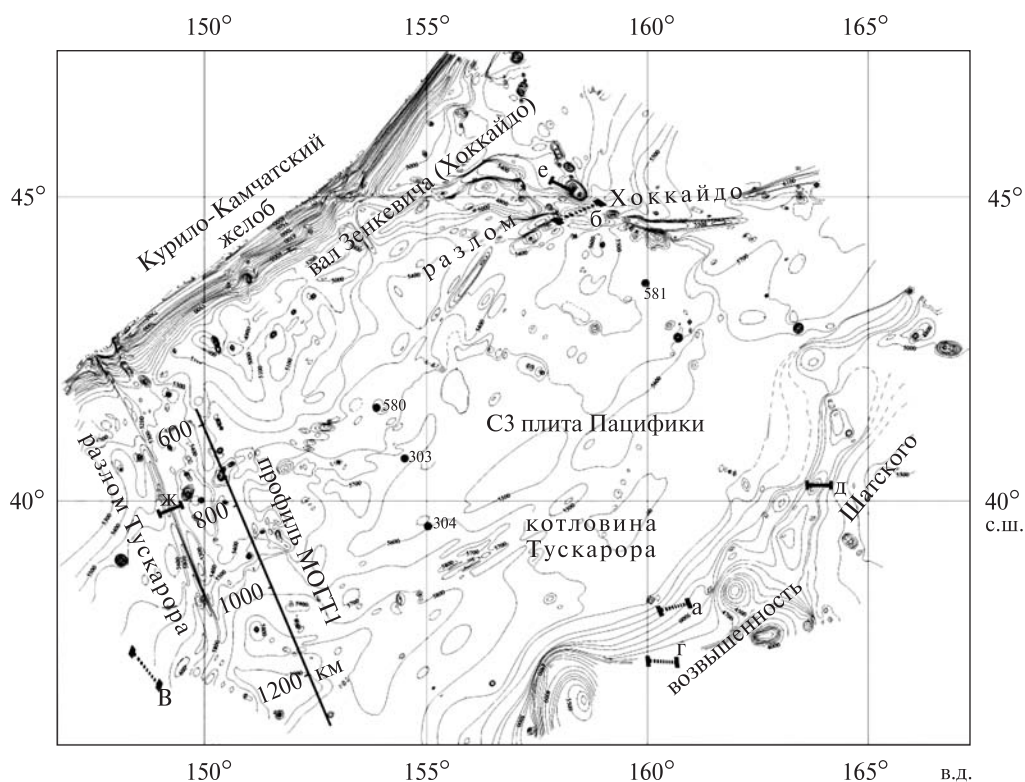
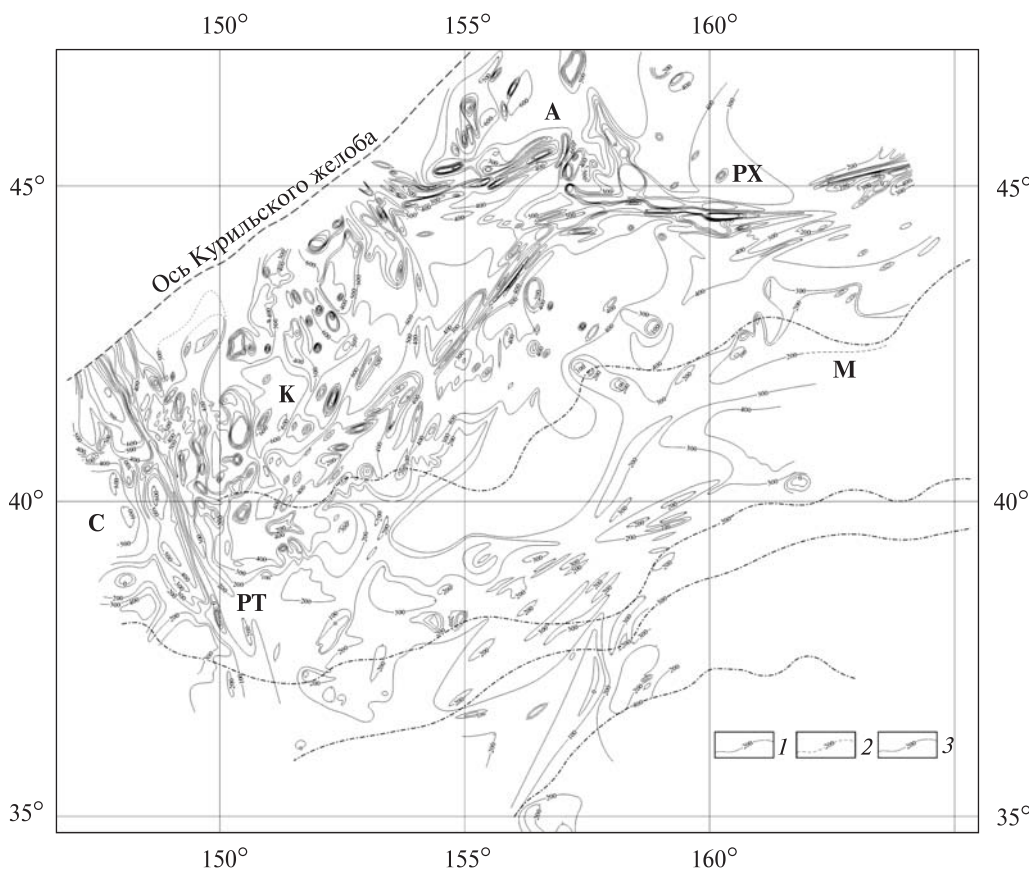


Рис. 1. Батикарта прикурильской части ложа и С3 плиты Пацифики с фрагментами профилей НСП (пунктирные линии [1], сплошные линии [2]), профилем МОГТ 1 и скважинами (черные кружки). Изобаты в метрах [2]



**Рис. 2.** Карта изопакит осадочного кайнозоя (1 — установленные, 2 — предполагаемые) и над-базальтового позднего мезозоя (3). Изопакиты в метрах [2]. А, К, С — фаны Авачинского, среднекурильских и Сангарского каньонов; М — Камчатский контурный мегафан; РХ, РТ — разломы Хоккайдо и Тускарора

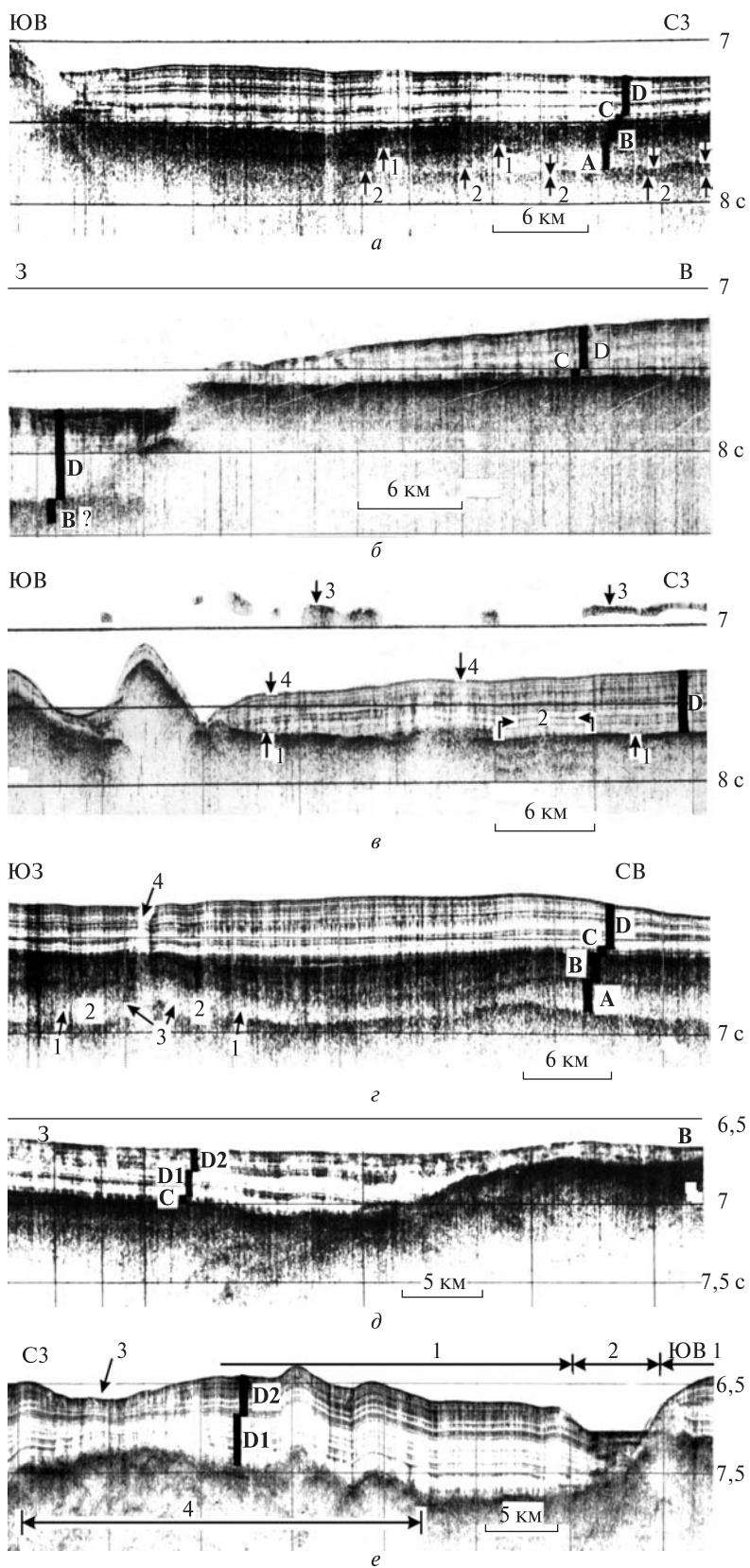
ского глубоководных желобов как ловушек турбидитов. Сотни скважин Проекта глубоководного бурения почти не поколебали эти представления, которые стали опираться на новую тектоно-магматическую и отчасти осадочную основы теории тектоники литосферных плит [8]. Однако по мере изучения геоморфологии и геологического строения тихоокеанских окраин Японской и Курило-Камчатской островных дуг, смежных глубоководных желобов и прилегающего ложа стали накапливаться факты, выходящие за контуры, очерченные в работах сторонников теории тектоники плит. Среди таких фактов упомянем геологическую молодость тихоокеанских желобов (0,5–1,0 млн лет [9, 10]), конусы выноса и абиссальные каналы за желобом (Накве, Обручева и др. [11, 12]), Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора [2], крупную астроблему ИМГиГ в котловине Картографов [13, 14], признаки региональной газоносности прикурильской части ложа и плиты СЗ Пацифики [3]. В связи с этим интересно вернуться к упомянутым выше работам [1, 2] по строению осадочно-траппового мезокайнозоя, включая покрывки и коллекторы углеводородов (УВ). В них проведен экспресс-анализ данных НСП МОВ и бурения по рейсам 6, 19, 20, 32, 56, 57, 61, 86 б/с «Гломар Челленджер» [5, 15], включая обстоятельный обзор последних,

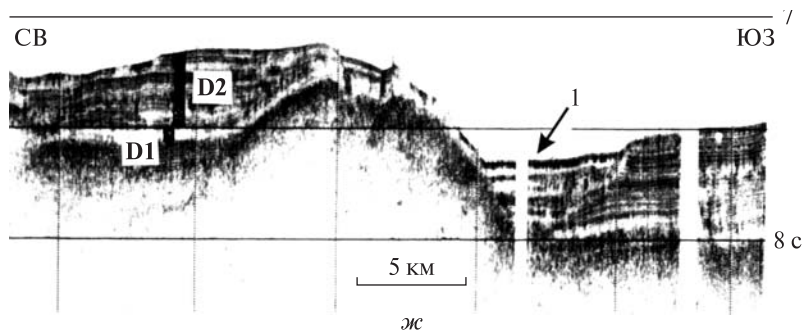
выполненный Е.М. Рудичем [16]. Методика сейсмостратиграфического анализа данных многоканальной нефтегазовой сейсморазведки МОГТ подробно изложена в [17], но к профилям НСП применяется впервые [1, 2].

**Финальные мезозойские траппы слоя 2** слагают нижнюю часть видимого на профилях НСП разреза. Их самый древний, позднеюрский возраст установлен скв. 801 на севере Восточномарианской котловины по перекрывающим радиоларитам кимериджа-титона [18]. В котловине Тускарора аналогичный возраст финальных траппов предполагает Р. Леман по копролитам позднеюрских ракообразных рода *Favreina salevensis* (Pareijas) в кальцитовый жиле толщиной 2 см в средней части восьмиметрового базальтового потока, вскрытого скв. 304 [5]. В скв. 49 близ основания южного блока поднятия Шатского он определен по отсутствию неокомских кокколлитов рода *Nannosonus* в окремнелом писчем мелу, а в скв. 50 — по базальным конгломератам (базальты, яшмы), драпированным писчим мелом кимериджа-раннего титона [16]. Самые молодые потоки базальтов обнаружены в скв. 192 на поднятии Обручева, где их драпируют известняки среднего маастрихта. Вероятно столь же молод базальтовый элювий в скв. 581 под мощной валунно-галечной отмосткой из местной аргиллитовой и кремневой гальки (береговая линия конца мела-палеогена). Базальты имеют шаровую (пиллоу-лавы), чаще — потоковую текстуры, которые возникают при подводных (котловина Тускарора) и наземных (краевой вал и поднятия зоны разлома Хоккайдо) излияниях соответственно. Это довольно пористые и выветрелые породы, местами разложенные до коричневой (толеитовой, по М. Маршаллу) глины.

На профилях НСП финальные траппы опознаются по контрастному облику, микродифракциям (элювий), пластовому, местами ярусному строению с редкими окнами (осадочные карманы) и короткой горизонтальной расслоенности в котловине (рис. 3, *а—ж* и профили НСП в атласе [19]). Водные эхо на краевом валу свидетельствуют о гладкой поверхности траппов, связанной с абразионным срезом и шлифовкой в эпоху позднего Тетиса (рис. 3, *в*). На профиле МОГТ-1 траппы переслаиваются с осадочными отложениями, формируя горизонтальную расслоенность слоев 2 и 3 с положим наклоном к востоку (3—5′) от краевого вала и до 2′ к югу от поднятий зоны разлома Хоккайдо на профилях НСП. Излияния лав, видимо, происходили из трещин и щитовых вулканов (утолщение траппов на правом крае рис. 3, *а*). Интервал между ними при мощности 150 м и скорости накопления межбазальтовых карбонатов 5 м/млн лет составил 30 млн лет (рис. 3, *а*). На мелководные обстановки излияния лав указывает небольшой коралловый риф (миниатолл на рис. 3, *г*) с субвертикальными стенками, барьерным рифом, внутренней лагуной с центральным рифом. Над центральной постройкой атолла в перекрывающих отложениях наблюдается резкое затухание сейсмозаписи, которое обычно связывают с избыточной газонасыщенностью отложений (газовый столб [3]). Поскольку риф вырос на кровельных траппах, то глубина позднего Тетиса в период его формирования увеличилась с 50 до 150 м (мелкое море). Эта оценка в несколько раз меньше той (600—1000 м), которую дают на основании пузырьчатой текстуры базальтов [16]. Отмирание рифа возможно стало следствием последующего обмеления моря из-за крупной регрессии позднего Тетиса в конце раннего-позднем мелу (см. ниже).

Итак, финальные мезозойские траппы по данным НСП, МОГТ и бурения являются, в основном, эффузивными траппами, образующими структурный





**Рис. 3.** Блок фрагментов профилей НСП: *a* — подошва западного склона поднятия Шатского: ярусные финальные траппы (1, 2) позднего мезозоя. Мезокайнозойский чехол: **A** — карбонатная толща, **B** — кремнисто-глинистая (опаковый горизонт), **C** — лессовый горизонт, **D** — туф-фито-кремнисто-глинистая толщи здесь и других рисунках. Их возраст см. текст. Вертикальный масштаб здесь и рис. 3, *б–ж* в секундах двойного пробега. Вертикальные линии — получасовые марки времени здесь и на рис. 3, *б–ж*; *б* — зона разлома Хоккайдо: рифтограбен (слева) и столовое (абразионное?) плато мезокайнозойского пенеплена (справа), драпированное лессами горизонта **C** и Авачинским фаном (толща **D**); *в* — восточный край вала Хоккайдо близ разлома Тускарора: 1 — финальные траппы с гладкой, вероятно абрадированной, поверхностью, 2 — окно в траппах (осадочный карман), 3 — водное эхо от гладкой кровли траппов, 4 — Сангарский фан; *г* — нижняя часть западного склона поднятия Шатского: 1 — барьерный риф, 2 — внутренняя лагуна, 3 — центральная рифовая постройка, 4 — газовый столб; *д* — основание западного склона поднятия Шатского: **D 1,2** — акустически прозрачный и контрастный горизонты позднего кайнозоя соответственно (мегафан); *е* — зона разлома Хоккайдо: 1 — лопасть Авачинского фана, 2 — долина фана, 3 — эрозионная долина фана, 4 — зона молодых постседиментационных деформаций акустического фундамента, связанных со срывом слоев 1–4; *ж* — разлом Тускарора и канал Накве (1)

каркас пластовых аккумулятивных равнин ложа СЗ Пацифики. Один из лучших примеров строения прибрежных траппов мощностью 550 м дает скв. 461 в котловине Науру [5, 14]. С учетом вторичной пористости траппы вполне могут аккумулятировать УВ в литологических и/или структурных ловушках.

**Карбонатная толща А.** Охватывает интервал сейсмического разреза от финальных траппов до момента резкого увеличения интенсивности отраженных волн (**A** на рисунках). Имеет отчетливую подошву и неровную, с холмами и карманами, кровлю (см. также профили НСП в атласе [19]). В ее составе преобладают известняки, местами окремненные, писчий мел, наноилы, отлагавшиеся, судя по макрофауне (гастроподы, пелелиподы, мшанки, ежи, иноцерамы) и валунно-галечному материалу, на мелководье позднего Тетиса. Заметим, что карбонаты региона имеют аномально пеструю окраску (оттенки коричневого цвета), вызванную привнесом пестрых алевропелитов толщи **B** и лессов горизонта **C** в бассейн Тетиса. Имидж толщи выдержан по разрезу и площади (прозрачная толща). Редкие и слабоинтенсивные отражения протяженностью до нескольких километров связаны с линзами глин или окремненных известняков. В окнах бронирующих траппов вдоль восточного края краевого вала облик толщи более контрастен из-за тонких прослоев терригенных осадков, указывающих на близость береговой линии (рис. 2, 3, *в*). Вблизи скв. 303, 304 мощность толщи **A** составляет около 40 м, возрастной диапазон — 128–135 млн лет, скорость осадконакопления — около 6 м/млн лет. Утонение (до первых десятков метров) и выклинивание толщи наблюдается вдоль восточного края вала Хоккайдо и

параллели 40° с. ш. (берег позднего Тетиса, рис. 2). К востоку ее мощность постепенно возрастает до 400 м близ южного блока поднятия Шатского и до 500 м на его вершине. В том же направлении наблюдается пологое (~2') погружение этой толщи. На юге котловины Тускарора толща **A** выполняет расчлененный домеловой палеорельеф в окрестностях юга поднятия Шатского и с приближением к горам Мид Пасифик замещается терригенными глинами, аргиллитами и сланцами [5]. Возраст осадков в подошве толщи омолаживается от поднятия Шатского (поздняя юра) к краевому валу (ранний мел). Полагают, что в ту же сторону омолаживается возраст кровельных траппов и линейных магнитных аномалий (Тектоника..., 1983). Шероховатость кровли толщи **A** на профилях НСП в котловине Тускарора (рис. 3, *д—ж*) связывалась с закарстованностью известняков в эпоху продолжительной (~80 млн лет) пенепленизации региона [14]. Однако на тех площадях, где она сложена наноилами (окрестности скв. 303, 304), ее видимо следует связывать с проседанием опакового слоя и совмещением толщ **A** и **B**. Утонение и выклинивание прозрачных надбазальтовых карбонатов от юга поднятия Шатского к валу Хоккайдо можно видеть на одном из профилей НСП в отчете по 32 рейсу «Гл. Челленджера» [5] или у тальвега Японского желоба на одном из профилей МОГТ в [20]. Пористость мелководных, частью рифовых (рис. 3, *з*), известняков, а также их последующие закарстованность в эпоху пенепленизации и дислоцированность при срыве слоев 1—4 позволяют рассматривать их как региональный коллектор УВ с ловушками разного типа [3].

**Кремнисто-глинистая толща В (опаковый слой).** Имеет уникальный контрастный облик и высокую дифференциацию разреза при скорости распространения продольных волн в нем свыше 3,0 км/с. На профилях НСП характеризуется интерференцией разнонаклонных отражающих площадок высокой интенсивности и линзовидно-бугристым строением с неровной (карманы) подошвой на площади распространения карбонатной толщи. В отличие от последней, она развита на краевом валу, где залегает на траппах и имеет стратиграфически четкую подошву (рис. 3, *в*). Кровля толщи, как правило, шероховатая с перепадами рельефа до первых десятков метров (рис. 3, *а, б, з, е*; см. также профили НСП в атласе [19]). Такое строение толща имеет на краевом валу, большей части котловины Тускарора и северных отрогах поднятия Шатского. На юге поднятия в ее разрезе появляются линзы и пачки горизонтально- и косослоистых осадков (рис. 3, *з*). Здесь и в окрестностях гор Мид Пасифик она имеет горизонтально-слоистое строение и четкие стратиграфические ограничения. В плане мощность толщи **B** постепенно возрастает от 0—50 м на вале Хоккайдо на широте Средних Курил и в окрестностях одноименного разлома (зона выклинивания) до 300 м к юго-востоку близ южного блока поднятия Шатского. Изменение ее мощности сопровождается омоложением осадков в кровле от 94 (скв. 303, 304) до 85 (скв. 196) и 80 млн лет в скв. 198 [5]. Поскольку толщу **B** подстилают шельфовые карбонаты, а перекрывают пестрые абиогенные лессы горизонта **C** (рис. 3, *а, б, з, д*), то в соответствии с законом Вальтера-Головкинского ее следует рассматривать как прибрежно-морскую региофазию позднего Тетиса. Такие условия седиментации позволяют связывать слоистые сейсмофазии толщи **B** с лагунами и мелководными заливами, а шероховатые, линзовидно-бугристые сейсмофазии — с прибрежными равнинами с песчаным (эоловым) микрорельефом. Морские и субаэральные фазии нередко замещают друг друга по латерали и вертикали,

фиксируя осцилляции уровня, хотя в материалах бурения пески и песчаники в составе опакового слоя пока не обнаружены [5]. Текстура кремней на микрофотографиях в буровых отчетах тонкополосчатая, сходная с ленточными (варвы) глинами, иногда с микрорябью. Порцелланиты встречаются реже кремней и, судя по скв. 305, представляют собой окремненные известняки с массивной текстурой. Тренд разрастания мощности толщи **В** к юго-востоку от краевого вала указывает на крупную регрессию позднего Тетиса в позднем мелу-палеогене. Прибрежные обстановки формирования опакового слоя можно видеть на рис. 10 [1] с асимметричной антиклиналью с уплощенным, абрадированным сводом, сложенным траппами. Абразия свода определяется по отсутствию отложений толщ **А** и **В** (минигайот). Поскольку мощность первой на крыльях складки выдержана (100—150 м), а мощность второй варьирует, то образование складки и абразия ее вершины происходили в конце раннего — позднем мелу.

По данным бурения, толща **В** сложена глинами с прослоями и желваками биогенных кремней. По площади и в разрезе соотношение кремней и глин варьирует (скв. 304, 581). Цвет отложений везде пестрый с преобладанием коричневого и его оттенков. Глины тонкодисперсные, цеолитсодержащие. Кремнистый материал представлен высокопреобразованной халцедон-кварцевой модификацией. Скорость осадконакопления составляла около 5 м/млн лет. Важно отметить, что бугристо-линзовидное строение толщи **В** наблюдается и в районах, где подстилающие породы, включая кровельные траппы, залегают субгоризонтально и не деформированы. В связи с этим уникальный облик этой толщи имеет первичноосадочное происхождение. С учетом прочности кремней, фиксируемой по износу бурового инструмента [5], и их переслаивания с уплотненными пестрыми глинами, опаковый слой представляет собой региональный флюидоупор на небольшой глубине под дном [3]. Об этом свидетельствует и трансгрессивный тренд уровня Пацифики в кайнозое [21].

**Немые лессы горизонта С** распространены почти везде, кроме юга поднятия Шатского, поднятия и котловины Обручева, разделяя фаунистически охарактеризованные отложения позднего мезозоя (поздний эпиконтинентальный Тетис) и позднего кайнозоя (глубоководная Пацифика). Выделяется только на профилях НСП с частотами 120—150 Гц, на которых имеет пластовое строение, выдержанную мощность (20—40, в депрессиях до 50—100 м) при скорости распространения продольных волн 1,7—1,8 км/с [1]. Горизонт **С** имеет сглаженную кровлю и относительно шероховатую подошву, слабые и непротяженные (менее 10 км) отражения, региофацию облекания (рис. 3, *а, б, г, д* и профили НСП в атласе [19]) (кроме зоны разлома Тускарора, где пестрые глины размыты или имеют сокращенную мощность). Переотложенные осадки выполняют мелкие депрессии на юге западной части котловины Тускарора и западном склоне поднятия Шатского, где их формирование видимо связано со смывом с возвышенностей палеорельефа в позднем кайнозое при трансгрессии вод Пацифики (рис. 3, *г*). В депрессиях они залегают горизонтально с увеличением протяженности и интенсивности границ. В скважинах везде, кроме скв. 45 (туфы, пеплы), горизонт **С** имеет сходную литологию (монотонные, местами пятнистые, желто-коричневые с оттенками алевропелиты, частью цеолитизированные с прослойками пестрого вулканического пепла и редкими марганцевыми желваками. В некоторых скважинах, например 578 [15], переотложенные алевропелиты содержат



остатки радиолярий и диатомей среднего-позднего миоцена и зубы рыб (скв. 436). Свыше 100 лет они описывались как пелагические (абиссальные) глины с малой (1–2 м/млн лет) скоростью накопления и значительным содержанием эолового и космического материала [21]. На краевом валу, в котловине Тускарора и севере котловины Картографов (выше 38-й широты [22]) горизонт С погребен под осадками фанов среднего миоцена-квартера (рис. 3, б), а на остальной части последней слагает дно. С учетом данных НСП, кровля горизонта С в регионе служит поверхностью региональных углового и азимутального несогласий. Первое связано с проградацией позднекайнозойских фанов [2, 22], второе — с дискордантностью изопахит позднего мезозоя и кайнозоя (рис. 2). В скв. 581 пестрые алевропелиты залегают внутри и поверх мощной (до 65 м) валунно-галечной отмостки [15], что в соответствии с законом Вальтера-Головкинского определяет их субаэральную природу (лессы палеосуши Пацифиды). Этот вывод подтверждается детальным анализом редкой и явно аллохтонной морской микрофауны плохой сохранности и ихтиолитов (микроскопические остатки костей рыб, перевезенные ветром) в скважинах, особенно рейса 86 с почти 100 % выходом керна [15]. Так, в первом номере скв. 576 аллохтонная микрофауна и ихтиолиты фиксируют перевернутое залегание лессов («не работает» закон Стено), а между первым и третьим номерами отсутствует биостратиграфическая корреляция. Хотя по данным магнитостратиграфии (шкала инверсий магнитного поля Земли), использованной впервые в регионе, лессы этой и других скважин рейса 86 накапливались в полном соответствии с законом Стено. В отличие от них размытые и переотложенные лессы, например, в разрезе кампана-маастрихта скв. 576 в котловине Картографов, обогащены морской микрофауной хорошей сохранности. Заключая, отметим, что маломощные алевропелиты горизонта С по своей литологии относятся к категории флюидоупоров (покрышек); омоложение кровельных осадков толщи В к периферии СЗ плиты и появление здесь биогенных и терригенных мелководных осадков раннего миоцена, олигоцена и эоцена [5] указывают на фаціальное замещение и сокращение стратиграфического диапазона горизонта С от 80 до первых десятков миллионов лет.

**Туффито-кремнисто-глинистая толща (D)** на прикуруильской части ложа Пацифики слагает дно, исключая молодые тектонические уступы, склоны подводных гор и некоторые эрозионные промоины. Вместе с лессами горизонта С формирует кайнозойский чехол (слой 1), имея резко отличный сейсмический облик от подстилающих отложений на профилях НСП с частотой 120–150 Гц (рис. 3, а—ж и профили НСП в атласе [19]). В строении туффито-кремнисто-глинистой толщи (по И.О. Мурдмаа [23]) выделены нижний прозрачный горизонт D1 с подчиненными контрастными прослоями (пачками) и протяженными (500–1000 км) отражающими границами, и верхний контрастный горизонт D2 с протяженными границами средней и высокой интенсивности (рис. 3, д—ж). Последний включает в себя контрастные русловые турбидиты абиссальных каналов фанов. Наиболее отчетливо двухслойное строение толщи D наблюдается на валу и зоне разлома Хоккайдо (рис. 3, е, ж). Менее отчетливо оно на юге и востоке западной части котловины Тускарора. Региональная особенность толщи D — ее осветление к востоку от краевого вала. Кайнозойские осадки с иным имиджем развиты фрагментарно («шапки» гор, холмов и возвышенностей, русловые турбидиты). Протяженность контрастных слоев и пачек превышает 500–1000 км,

что связано с деятельностью придонных мутьевых потоков и контурного течения к югу в котловине Тускарора. Они формируют систему слившихся фанов и долин на внешнем подножии Японо-Курило-Камчатской окраины и надстраивающих Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и котловины Картографов [2, 22]. Поэтому к югу и востоку от краевого вала толща **D** утоняется от 600—700 (в грабенах до 1000 м) до 100—200 м и менее в котловине (рис. 2). Минимальные ее мощности (менее 50 м) обнаружены на юге поднятия Шатского, плите Картографов южнее 38-й параллели и окрестностях гор Мид Пасифик [16, 22]. В скважинах она представлена монотонным разрезом гемитерригенных и гемипелагических осадков среднего-позднего миоцена-квартера (переслаивание диатомовых, реже радиоляриевых, алевритистых илов, глин, аргиллитов с тонкими, менее 5—8 см, прослойками вулканического пепла и рассеянной галькой и гравием ледового разноса в придонной части разреза [16]. На большей части региона исследований их подстилают пестрые, немые алевропелиты горизонта **C**, размыв которых при трансгрессии вод молодой Пацифики обусловил пеструю окраску турбидитов в нижней части толщи **D**, например, в скв. 581 [15]. На отдельных участках их подстилают опаковый слой, финальные траппы и более древние мезозойские отложения. На периферии **C3** плиты в основании толщи залегают мелководные биогенные (известняки, писчий мел, карбонатные илы) и терригенные (глины, аргиллиты, алевролиты с горизонтами местной гальки) отложения палеоцена, эоцена, олигоцена и раннего — частично среднего миоцена мощностью до 200—300 м. В смежных желобах толща **D** погребена под контрастными турбидитами среднего квартера-голоцена мощностью до 0,1—1,0 км [24]. На внутренних склонах Курило-Камчатского и Японского желобов дислоцированные и уплотненные отложения толщи **D** слагают аккреционную призму мощностью до 2—4 км и шириной >20—40 км, залегающую перед и под фронтом шарьяжа докайнозойского акустического фундамента на тихоокеанских склонах смежных островных дуг [10, 25].

Канал Накве с намывной дамбой, прослеженный на 1100 км от вершины краевого вала Зенкевича до батицентра котловины Тускарора на глубине 6000—6200 м (рис. 3, *ж*, [11]), канал в 60 км к югу от поднятия Обручева [12], следующий от горы Павловского к северной оконечности поднятия Шатского с ветвлением на рукава, выходящие на плиту Картографов, грабены разлома Хоккайдо и котловина Тускарора (главное русло), а также сложная система фанов и долин на краевом валу (внешнее континентальное подножие) надежно свидетельствуют о недавнем существовании единой долинной сети континентальной окраины и ложа океана с абиссальными котловинами (конечные бассейны стока турбидитов). В квартере в связи с надвиганием дуг к востоку и заложением желобов (ловушки турбидитов) эта сеть была разорвана и на ложе **C3** Пацифики стали доминировать нефелоидная седиментация из приповерхностных течений и абиссальные бури при прохождении циклонов [26, 29].

## **Обсуждение результатов**

Итак, в регионе надежно документированы признаки крупной трансгрессии позднего эпиконтинентального Тетиса в поздней юре — раннем меле, когда в мелком море или, вероятнее, на широком шельфе отлагались над- и

межбазальтовые карбонаты толщи **A** и происходили излияния финальных траппов мезозойской трапповой провинции (формации). Бати- и депоцентр его платформенного бассейна располагался в окрестностях южного блока поднятия Шатского, а береговая линия на западе проходила близ вала Хоккайдо (наземные обстановки излияния финальных траппов), а южнее — вдоль тальвега северного фланга Японского желоба (крупный залив Тетиса?). В конце раннего — позднем мелу крупная регрессия позднего Тетиса к юго-востоку привела к осушению почти всей исследуемой площади, на которой с конца позднего мела до конца палеогена — раннего миоцена (~80 млн лет) установились субаэральные обстановки (палеосуша Пацифида).

В эпоху регрессии с осцилляциями уровня формировались отложения толщи **B**, позднее в эпоху пенепленизации — лессы горизонта **C**. Последняя эпоха особенно важна для формирования вторичной пористости известняков толщи **A** благодаря развитию карста (региональный коллектор **УВ**) и вероятно вторичной пористости финальных траппов. Не изучено пока окремнение опакового слоя (региональная покрывка), который, судя по трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозое [21], блокировал фильтрацию морской воды в кору. В нефтегазовом отношении интересны материалы НСП о котловине Картографов, находящейся мористее зоны гравитационного срыва слоев 1—4 ([22], и архив сейсмопрофилей лаборатории геодинамики и морской геологии ИМГиГ), поскольку они свидетельствуют о заметном ослаблении миграции газа в чехле (нефтяная специализация слоя 4?), локальной гравитационной тектонике, частью близ дипировых гор и холмов (протрузии гранитов? [27]).

Не изучены причины отсутствия в скважинах грубозернистых береговых фаций в толще **B** (разложены до глин и/или окремнели?) и палеогеография бассейна позднего Тетиса. Край последнего можно наметить на западном склоне южного блока поднятия Шатского, где на одном из профилей НСП обнаружено налегание карбонатной толщи на крыло структурной дамбы, фиксирующей край шельфа [1, 19]. На восточном крыле дамбы залегает мощная линза меловых, терригенных и биогенных отложений, вскрытых скв. 305, 306 [5]. Если принять линзу за крупный фан, то можно наметить подножие узкой океанической окраины. Заметим, что фан на вершине южного блока поднятия Шатского и сходное положение одной из лопастей Камчатского мегафана на вершине его северного отрога [2, 19, 22] надежно фиксируют его позднекайнозойский, а не позднемезозойский возраст.

Региональные угловое и азимутальное несогласия в кровле горизонта **C**, дискордантность изопахит позднего мезозоя и кайнозоя (рис. 2) четко фиксируют кардинальные перемены в палеогеографии региона, трансгрессию и становление глубокой Пацифики в миоцене-квартере, включая ее смежную окраину с каньонами и внешним подножием (краевой вал). В среднем плейстоцене-голоцене в связи с надвигом островных дуг по зоне Беньофа возникли Японский и Курило-Камчатский желоба [9, 25]. Они перехватили турбидитные потоки по каньонам, поэтому на ложе океана прекратилась проградация фанов (палеорельеф), получили развитие нефелоидная гемипелагическая седиментация и абиссальные бури при прохождении атмосферных циклонов [26]. В геологии толщи **D** выделим проблемы надстраивания фанов в рифтограбенах вала и зоны разлома Хоккайдо, отклонения к югу осадочных лопастей и долин контурным

течением в котловине Тускарора или под влиянием силы Кориолиса (рис. 2), формирование небольших фанов на поднятии Шатского (абразия свода, мелкие врезы, оползни, возможно грязевулканизм).

### **Выводы**

Резюмируя материалы статьи, констатируем, что в геологическом строении мезокайнозойского осадочно-траппового чехла (слои 1, 2) в прикурильской части ложа СЗ Пацифики по данным НСП, МОГТ 1 и бурения выделены финальные эффузивные траппы поздней юры — раннего мела, местами ярусные, в матриксе прозрачных карбонатов толщи **A** (региональный коллектор УВ), формировавшейся в мелководном бассейне позднего эпиконтинентального Тетиса. Его прибрежные контрастные фации с уникальным сейсмическим имиджем (опаковый слой, или кремнисто-глинистая толща **B**) имеют более широкое распространение. Их формирование обусловлено крупной регрессией Тетиса к юго-востоку и окремнением разреза (региональная покрывка УВ). Осушение исследуемого региона в позднем мелу — палеогене, возможно раннем миоцене (палеосуша Пацифиды) подтверждают немые пестрые лессы горизонта **C**. Их кровля служит поверхностью региональных углового и азимутального несогласий, связанных с неоген-раннечетвертичной проградацией к югу и юго-востоку фанов каньонов Японо-Курило-Камчатской окраины на валу и зоне разлома Хоккайдо (внешнее подножие), а также Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора (конечный бассейн стока придонных турбидитов). Аккумуляция контрастных гемитерригенных и прозрачных гемипелагических осадков фанов происходила в среднем миоцене — раннем плейстоцене (толща **D**). В связи с заложением Японского и Курило-Камчатского желобов в среднем плейстоцене надстраивание фанов на ложе СЗ Пацифики океана прекратилось (палеорельеф).

Намечены нерешенные и новые проблемы в геологии и палеогеографии мезокайнозоя региона, отмечена необходимость серьезной коррекции сложившихся в морской и нефтегазовой геологии представлений.

Настоящая работа посвящена светлой памяти канд. геол.-мин. наук В.Н. Патрикева, с которым автор сотрудничал почти 40 лет. Отдельная благодарность М.В. Сеначину и К.О. Дашковскому (Лаб. геодинамики и морской геологии ИМГиГ) за компьютерную подготовку графики статьи.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. — Юж.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 5—20.
2. 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. — Юж.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 21—41.
3. Ломтев В.Л. Газоносность ложа СЗ Пацифики // Геол. и полезн. ископ. Миров. океана. — 2014. — № 1. — С. 69—80.
4. Геология и полезные ископаемые Охотского моря: Отчет о НИР (закл.) / ИМГиГ ДВО РАН; Рук. Г.С. Гнибиденко №ГР01860133531. — Южно-Сахалинск, 1990. — Т. 2. — С. 104—231.

5. *Initial Reports of the DSDP. Leg 6, 19, 20, 32, 56, 57, 61.* — Washington, 1971, 1973a,б, 1973, 1975, 1980, 1981.
6. *Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig W.J. North Pacific Sediment Layers Measured by Seismic Profiling // The crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph Ser., vol. 12. AGU.* — Washington, D.C., 1968. — P. 147—173.
7. *Курносков В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана.* — М. : Наука, 1982. — 224 с.
8. *Кеннет Дж. П. Морская геология. В 2-х томах.* — М. : Мир, 1987. — Т. 1. — 397 с.; Т. 2. — 384 с.
9. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология.* — 1988. — № 4. — С. 55—63.
10. *Ломтев В.Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика) // Геол. и полезн. ископ. Миров. океана.* — 2012. — № 3. — С. 36—47.
11. *Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Mar. Geol.* — 1980. — **34**. — P. 207—218.
12. *Тектоника северо-западной части Тихого океана.* — М. : Наука, 1983. — 118 с.
13. *Немченко Г.С., Андреев А.А., Грецькая Е.В. Некоторые проблемы природы депрессии в центральной части плиты Картографов // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана.* — Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 70—77.
14. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. : Доклады межд. науч. симп. Т. 1.* — Юж.-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. — С. 131—144.
15. *Initial Core Descriptions. Leg 86.* — La Jolla, California, 1982. — 112 p.
16. *Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы.* — М. : Недра, 1984. — 251 с.
17. *Сейсмическая стратиграфия. В 2-х частях.* — М. : Мир, 1982. — 846 с.
18. *Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sedimentation in the Pacific, at last // Geotimes.* — 1990. — **35**, No 6. — P. 25—27.
19. *Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана.* — М. : ГЕОС, 2009. — 208 с.
20. *Matsuzawa A., Tamano T. et al. Structure of the Japan trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // Mar. Geol.* — 1980. — **35**. — P. 171—182.
21. *Хосино М. Морская геология.* — М. : Недра, 1986. — 432 с.
22. *Тектоника плиты Картографов (Тихий океан).* — М. : Наука, 1988. — 88 с.
23. *Мурдма И.О. Глубоководное бурение в Японском желобе // Природа.* — 1978. — № 11. — С. 38—45.
24. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.* — М. : Наука, 1980. — 179 с.
25. *Ломтев В.Л. К строению и сейсмотектонике тихоокеанского склона островной дуги Хонсю (в связи с Великим Японским землетрясением 11.03.2011 г.) // Геол. и полезн. ископ. Миров. океана.* — 2012. — № 2. — С. 40—52.
26. *Холлистер Ч.Д., Науэлл А.Р.М., Джумарс П.А. Непokoйные глубины // В мире науки.* — 1984. — № 5. — С. 4—16.
27. *Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геол. и полезн. ископ. Миров. океана.* — 2008. — № 4. — С. 93—105.

Статья поступила 24.07.2014

#### ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА ФОРМУВАННЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКОГО ЧОХЛА ПРИКУРИЛЬСЬКОЇ ЧАСТИНИ ЛОЖА ПнЗ ПАЦИФІКИ

За результатами інтерпретації даних МЗГТ та буріння розглянуто будову і формування мезокайнозойського чохла прикурільської частини ложа ПнЗ Пацифіки. Чохол складають фінальні ефузивні трапи пізнього мезозою, мілководні трансгресивні карбонати пізнього епіконтинент-

тального Тетису (товща **A**, регіональний колектор вуглеводнів), опаковий шар, або товща **B** як його прибережна регіофація (регіональний флюїдоупор), горизонт **C** строкатих німих лесів палеосуші Пацифіди, туфіто-кременисто-глиниста товща (**D**) молодій глибоководній Пацифіки (міоцен-квартер). Намічено нові напрями та проблеми в морській і нафтогазовій геології цього регіону.

**Ключові слова:** *ложе ПнЗ Пацифіки, мезокайнозойський чохол, трапи, палеогеографія, регіофація, сейсмофація, фан, бенч.*

*V.L. Lomtev*

PECULIARITIES OF THE STRUCTURE  
AND FORMATION OF THE MESOZOIC-CENOZOIC COVER  
OF THE PERI-KURIL BED OF THE NW PACIFIC

By interpretation results of seismic-reflection and drilling data there are considered the structure and conditions of formation of Meso-Cenozoic sedimentary-trap cover at near Kuril part of NW Pacific abyssal floor. The cover is composed by final effusive traps of Late Mesozoic, shallow-water transgressive carbonates of epicontinental Late Tethys (strata **A**, regional collector of hydrocarbons), opaque horizon, or strata **B** as its coastal regifacies (regional cap rock), horizon **C** of motley abiogenic loesses of Pacific paleoland, tuffite-siliceous-mud strata (**D**) of young deep-sea Pacific ocean (Miocene-Quaternary). New directions and problems in marine and oil-gas geology of this region are contemplated.

**Key words:** *NW Pacific abyssal floor, Meso-Cenozoic cover, traps, paleogeography, regifacies, seismofacies, fan, bench.*