

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

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

По результатам интерпретации данных высокочастотного (120–150 Гц) непрерывного сейсмического профилирования, анализа профиля по методу общей глубинной точки (МОГТ1) и данных бурения установлено, что ложе северо-запада Тихого океана слагают морские и континентальные толщи позднего докембрия – фанерозоя (осадочно-трапповый чехол). Среди них выделены фации трех океанов (ранний эпиконтинентальный Тетис рифея – палеозоя, поздний эпиконтинентальный Тетис позднего мезозоя, глубокий Тихий океан неогена – квартера) и субэаральных эпох между ними (палеосуши Пацифиды). Границы геофизических слоев 1–5 и мезо-кайнозойского чехла параллельны и полого падают на юго-восток от краевого вала, что характерно для платформ с длительным унаследованным развитием. На склонах краевого вала чехол древней платформы нарушен дивергентным гравитационным срывом геофизических слоев 1–4 в неогене – квартере. Мезозойская история плиты связана с преимущественно наземными траппами, трансгрессией позднего Тетиса в юре – раннем мелу и накоплением мелководных карбонатов толщи **A**. Затем море отступило к юго-востоку с формированием прибрежной толщи **B** и осушением региона в конце раннего – позднем мелу – палеогене, частью в раннем миоцене, когда здесь накапливались лёссы палеосуши Пацифиды (горизонт **C**), затопленной в неогене – квартере водами молодого Тихого океана. Его фации слагают ложе и представлены конусами выноса каньонов на краевом вале и Камчатским контурным мегаконусом в котловине Тускарора. Надстраивание конусов выноса каньонов продолжалось до среднего плейстоцена (время заложения Японского и Курило-Камчатского желобов как ловушек турбидитов).

**Ключевые слова:** ложе северо-запада Тихого океана, мезо-кайнозойский чехол, палеосуша, палеошельф, глубоководные конусы выноса.

### Введение

В статье рассматриваются новые черты строения и истории формирования ложа северо-западной части Тихого океана, установленные по данным высокочастотного (120–150 Гц) одноканального непрерывного сейсмопрофилирования методом отраженных волн (НСП МОВ) в рейсах 1982–1989 гг. НИС “Морской геофизик”, “Пегас” и “Проф. Гагаринский” (Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН), многоканального сейсмопрофилирования методом общей глубинной точки (МОГТ1) в рейсе НИС “Академик Гамбурцев” 1989 г. (трест “Дальморнефтегеофизика”), глубоководного бурения, проведенного с судна “Гл. Челленджер” (рис. 1). Эта часть ложа считается типичной океанической плитой, в строении которой выделяют мезо-кайнозойский чехол (геофизический слой 1 и верхи слоя 2)<sup>1</sup> и океанический (базальтовый) фундамент (низы слоя 2 и слои 3, 4 [1, 2]), частью разбуренные [3–5]. С мела – после заложения смежных желобов (ловушек турбидитов) – на плите доминируют пелагическая и гемипелагическая обстановки седиментации и связанные с ними пластовые аккумулятивные равнины [2, 6, 7]. Вместе с тем накопились факты о более сложном строении и истории рельефа прикурильской части ложа Тихого океана. Среди них, на-

<sup>1</sup> По материалам глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с использованием корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) и МОГТ выделены геофизические слои 1–5, а по материалам глубоководного бурения, проведенного с судна “Гл. Челленджер” и высокочастотного (120–150 Гц) НСП ИМГиГ – толщи (горизонты) **A–D**. Они соотносятся следующим образом: геофизический слой 1 – это кайнозойский осадочный чехол, включающий в себя горизонты **C** и **D**. Верхнюю надбазальтовую часть геофизического слоя 2 слагают осадочные толщи **A** и **B** поздней юры и раннего – позднего мела.

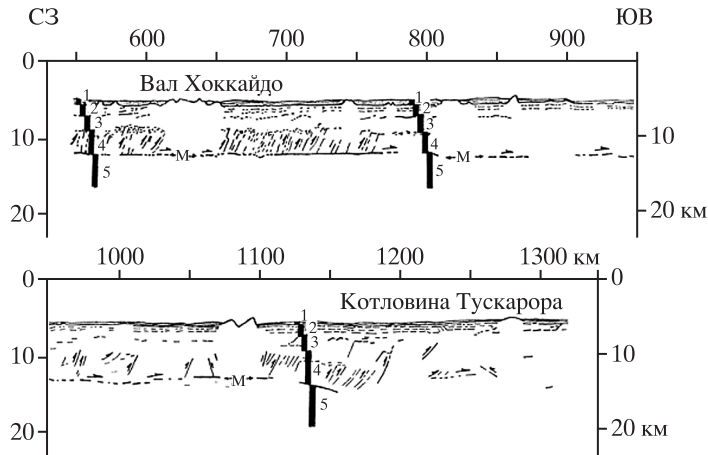
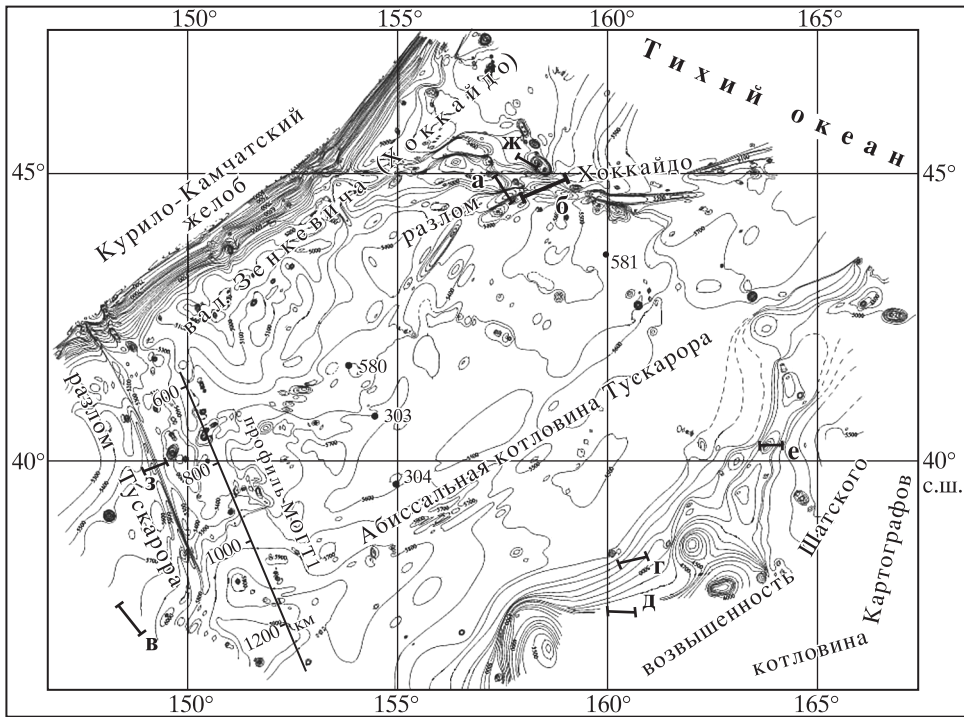


Рис. 1. Батиметрическая карта северо-запада ложа Тихого океана с фрагментами профилей НСП, МОГТ1 и скважин “Гл. Челленджер” (черные кружки [11]). Изобаты в метрах  
 На врезке глубинный разрез МОГТ1 [15]: 1–5 – геофизические слои. Схематично выделены отражающие границы в слоях 2–5. Пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним

пример, молодость (0.5–1.0 млн л.) и рамповая морфоструктура упомянутых смежных желобов [8–10], внешнее подножие подводной окраины с каналами и конусами выноса каньонов на краевом валу Зенкевича (Хоккайдо) и Камчатский контурный мегаконус в абиссальной котловине Тускароора (рис. 1, 2) [11], сползание геофизических слоев 1–4 на склонах краевого вала и поднятий разлома Хоккайдо в неогене–квартере, фиксируемое рифтовым грабеном, надвигами и сейсмическими толчками (рис. 1, 3А) [6], астроблема ИМГиГ в центральной части абиссальной котловины Картографов близ

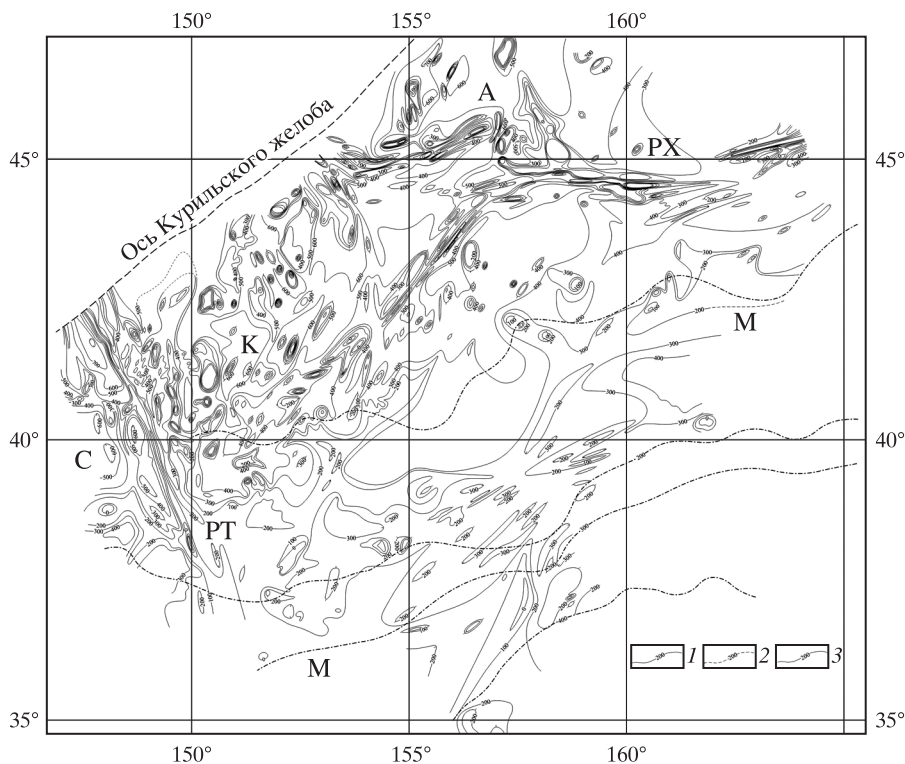


Рис. 2. Карта изопахит осадочного кайнозойского чехла (1 – установленные, 2 – предполагаемые) и надбазальтовых отложений позднего мезозоя (3 по [11]). Изопахиты в метрах. А, К, С – конусы выноса Авачинского, среднекурильских и Сангарского каньонов; М – Камчатский контурный мегаконус; РХ, РТ – разломы Хоккайдо и Тускара соответственно

30° с. ш. и 171° в. д. (рис. 3Б) [12, 13], бенчи и абразионные плато позднего Тетиса на краевом валу и поднятиях разлома Хоккайдо (рис. 4А, Б), осадочные толщи раннего и позднего эпиконтинентальных Тетисов и лёссы позднемеловой-раннекайнозойской палеосуши Пацифиды, разделяющие в разрезе фации позднего эпиконтинентального Тетиса и молодого глубокого Тихого океана (рис. 4, В–З) [13], региональная газоносность геофизических слоев 1, 2 [14] и др.

**Глубинное строение региона.** По данным ГСЗ и КМПВ полагали, что океаническая кора залегает на мантии без срыва [1, 2, 7]. Однако надвиги на профиле МОГТ1 (рис. 1) указывают на сползание геофизических слоев 1–4 (аллохтонная океаническая кора) с вала и поднятий разлома Хоккайдо к юго-востоку, которое продолжается с миоцена до настоящего времени и сопровождается мелкофокусной сейсмичностью [6, 15]. Поверхность срыва (деколлемент, или прежняя граница Мохо (М)) проходит в кровле слоя 5 и полого (0.1°) падает к ЮВ от краевого вала. Судя по надвигам и взбросам восточного падения, на рис. 3А сползание геофизических слоев 1–4 наблюдается и на другом склоне краевого вала (внешний склон Курильского желоба), только здесь оно направлено к СЗ. Зоны сползания разделяет осевой рифтовый грабен шириной 20–30 км, не компенсированный осадками в зоне разлома Хоккайдо (рис. 1, 2, 4А, Б), который можно рассматривать как срединно-океанический минихребет с осевым рифтом, сегментированный поперечными разломами. Из-за трения в подошве площадные аллохтоны трансформированы в пакет аллохтонных пластин и чешуй с передовыми моноклинальными грядами (рис. 1), реже – полуграбенами [15]. Во фронте срыва находится поднятие Шатского (блоковая мегамоноклинали с крутым передовым

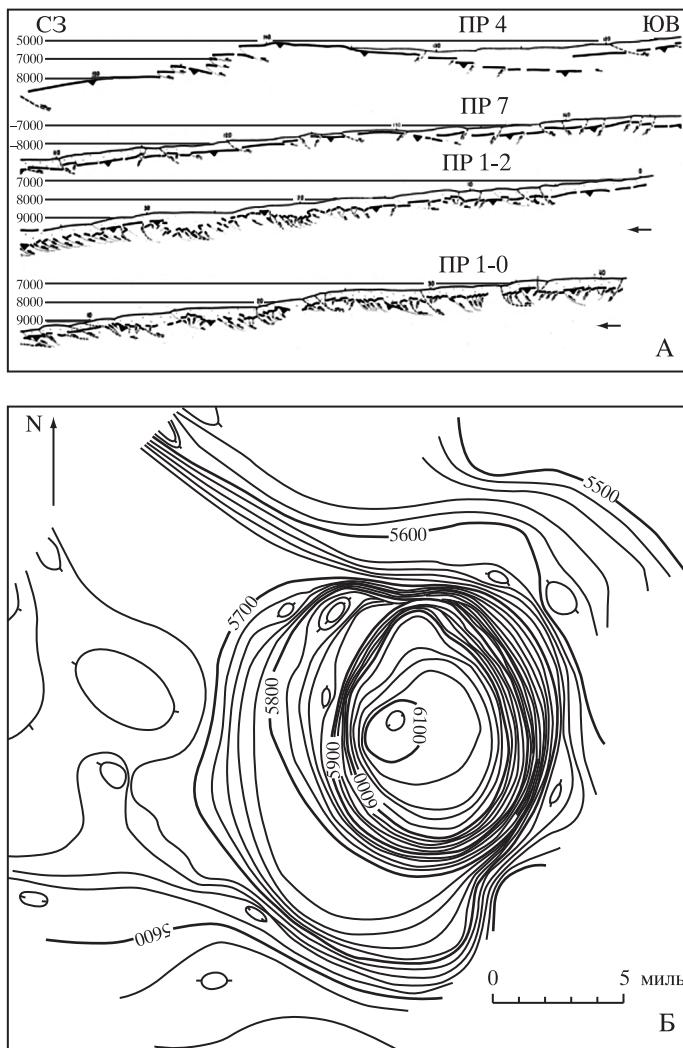


Рис. 3. Фрагменты интерпретированных глубинных разрезов НСП и МОГТ в реальном масштабе (1:1) по внешнему склону юга Курильского жёлоба (А по [9]) и батиметрическая карта астроблемы в абиссальной котловине Картографов (Б по [12]). Изобаты в метрах. Пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним

склоном). Таким образом, срыв геофизических слоев 1–4 сформировал бескорневой рельеф прикурильской части ложа Тихого океана, известный, например, у альпийских шарьяжей, включая выполаживание разломов к поверхности срыва.

На профиле МОГТ1 можно видеть горизонтальную расслоенность разреза до глубины 10–11 км под дном, характерную для осадочно-траппового чехла древней платформы [16]. Низы слоя 2 и высокоскоростной слой 3 образуют мезозойскую трапповую формацию, а выше- и нижележащие толщи позднего мезозоя (верхи слоя 2) и рифея–палеозоя (слой 4) отнесены к фациям позднего и раннего Тетиса соответственно [13]. Контрастную поверхность срыва слагают наземные траппы рифея, поэтому их обрыв близ пикета 1200 км на профиле МОГТ1 означает переход палеосуши в монотонный разрез раннего Тетиса.

Для исследуемого региона характерен пологий региональный наклон осадочных толщ, траппов и поверхности срыва на ЮВ от краевого вала, параллельный таковому

у границы Мохо на глубинах от 32–33 (краевой вал) до 36.4 км (ниже уровня океана) на юге поднятия Шатского [17, 18]. Таким образом, вал Зенкевича маркирует древнее поднятие, а формирование пластовых аккумулятивных равнин ложа определяли не только траппы мезозоя, но и граница М.

**Финальные мезозойские траппы геофизического слоя 2** слагают низы видимого разреза. Их позднеюрский возраст установлен скв. 801 на севере Восточно-Марианской котловины по перекрывающим радиоляритам кимериджа-титона [19]. В котловине Тускарора Р. Леман предполагает их аналогичный возраст по копролитам позднеюрских ракообразных рода *Favreina salevensis* (Pereijas) в кальцитовых жилах толщиной 2 см в средней части 8-метрового базальтового потока, вскрытого скв. 304 [4]. Самые молодые потоки базальтов обнаружены в скв. 192 на поднятии Обручева, где их перекрывают известняки среднего маастрихта. Вероятно, столь же молод базальтовый элювий в скв. 581 под мощной валуно-галечной отмошкой из местной аргиллитовой и кремневой гальки (береговая линия конца мела – палеогена по [5, 13]). Базальты имеют шаровую (пиллоу-лавы), но чаще потоковую текстуру, возникающие при подводных (котловина Тускарора) и наземных (вал и поднятия зоны разлома Хоккайдо) излияниях соответственно. Это пористые выветрелые породы, местами разложенные до коричневой (толеитовой, по М. Маршаллу) глины.

На профилях НСП финальные траппы мощностью < 50–100 м опознаются по контрастному облику, дифракциям (элювий), пластовому, местами ярусному строению с редкими окнами (осадочные карманы) и короткой горизонтальной расслоенностью в котловине (рис. 4, Г–Е) [20]. Водные эхо<sup>2</sup> на краевом валу указывают на гладкость траппов, вызванную их абразионной шлифовкой в эпоху позднего Тетиса (рис. 4В). На профиле МОГТ1 траппы слоя 3 и низов слоя 2 толстослоистые (мощность слоев около 300 м) с пологим наклоном к востоку (3–5°) от краевого вала и до 2' к югу от поднятий зоны разлома Хоккайдо на профилях НСП. Излияния лав происходили, видимо, из трещин и щитовых вулканов (см. утолщение траппов в СВ части профиля на рис. 4Г). Интервал между излияниями при мощности 150 м и скорости накопления межбазальтовых карбонатов 5 м/млн лет составил 30 млн лет (рис. 4Г). На мелководные обстановки излияния лав указывает небольшой коралловый риф (миниатолл на рис. 4Д) с субвертикальными стенками, барьерным рифом, внутренней лагуной с центральным рифом и газовым столбом над ним [14]. Поскольку риф вырос на финальных траппах, следовательно, 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 пузырчатой текстуры базальтов [3]. Отмирание рифа связано с крупной регрессией позднего Тетиса в конце раннего – позднем мелу.

Итак, траппы мезозоя формируют структурный каркас пластовых аккумулятивных равнин на СЗ ложа Тихого океана. Лучший пример строения толщи траппов в береговом вмещающем матриксе дает скв. 461 в абиссальной котловине Науру [4, 13].

**Карбонатная толща А** охватывает часть сейсмического разреза от финальных траппов до интервала, в котором отмечается резкое увеличение интенсивности отраженных волн. Она имеет отчетливую подошву и неровную, с холмами и карманами, кровлю [20]. В ее составе преобладают известняки, местами окремнелые, писчий мел, наноилы, отлагавшиеся, судя по макрофауне (гастроподы, пелециподы, мшанки, ежи, иноцерамы) и валуно-галечному материалу, на мелководье позднего эпиконтинентального Тетиса. Карбонаты нередко аномально пестрые (оттенки коричневого цвета), что вызвано привнесом пестрых алевропелитов толщи **В** и лёссов горизонта **С** в мелководный бассейн позднего Тетиса. Облик сейсмически прозрачной толщи выдержан по разрезу и площади. Редкие и слабоинтенсивные отражения протяженностью до нескольких километров связаны с линзами глин или окремнелых известняков. В окнах бронирующих траппов вдоль восточного края вала Зенкевича облик толщи более кон-

<sup>2</sup> Контрастное отражение над дном, параллельное кровле акустического фундамента.

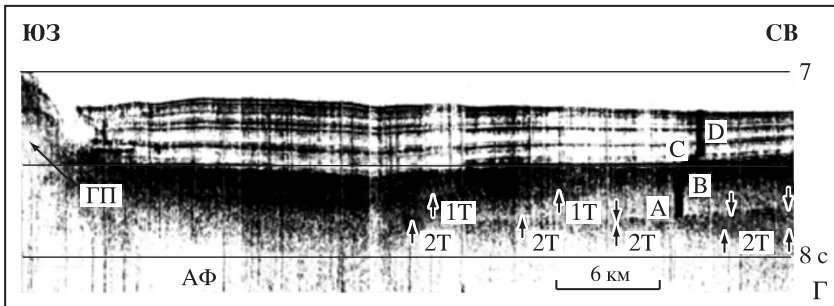
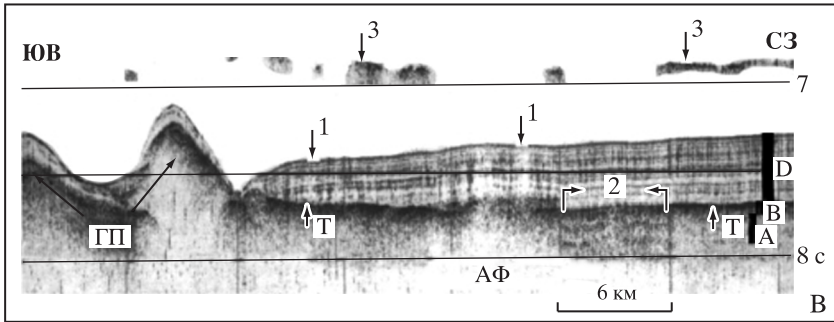
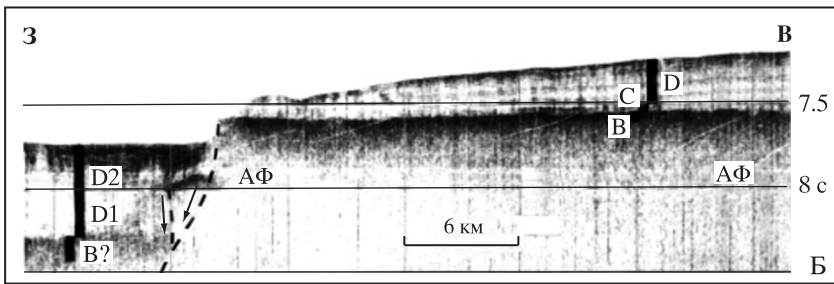
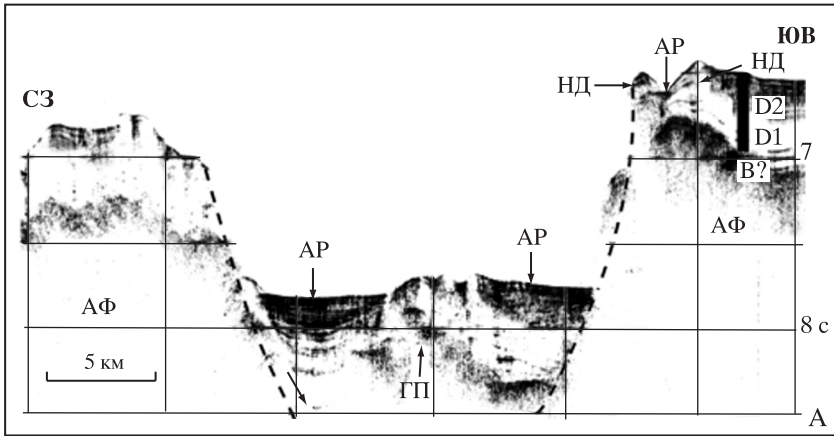
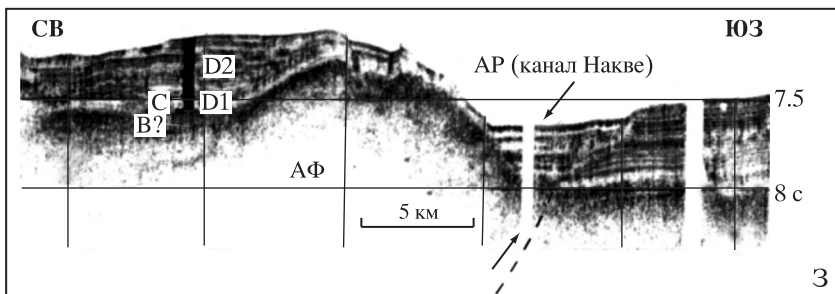
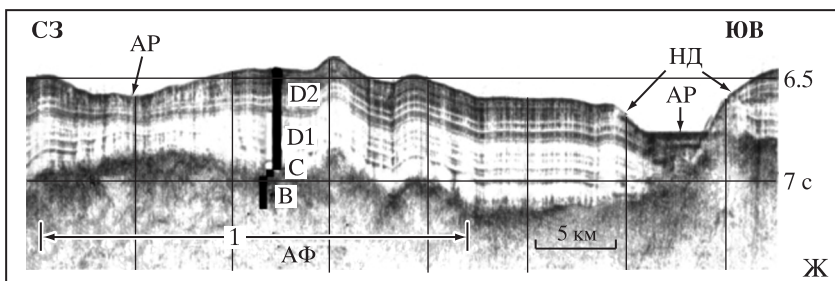
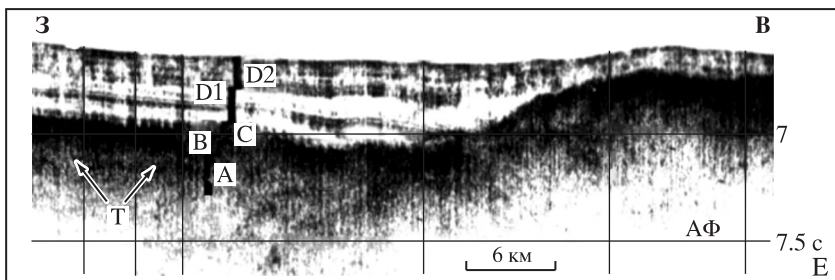
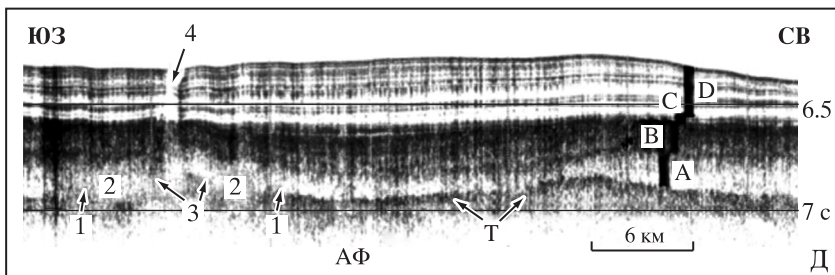


Рис. 4. Блок фрагментов интерпретированных временных разрезов профилей НСП (их положение см. рис. 1). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, горизонтальный – в километрах; вертикальные линии – получасовые марки времени





А – осевой рифтовый грабен в зоне разлома Хоккайдо; Б – зона разлома Хоккайдо: рифтовый грабен (на западе) и столовое (абразионное) плато (на востоке), драпированное лёссами горизонта С и конусом выноса Авачинского каньона (толща Д); В – восточный край краевого вала близ разлома Тускарора (1 – конус выноса Сангарского каньона, 2 – окно в трапах (осадочный карман), 3 – водное эхо от гладких, вероятно абрадированных, трапов); Г – нижняя часть западного склона поднятия Шатского с ярусными трапами (1, 2Т); Д – нижняя часть западного склона поднятия Шатского (1 – барьерный риф, 2 – внутренняя лагуна, 3 – центральный риф, 4 – газовый столб); Е – нижняя часть западного склона поднятия Шатского со спокойным налеганием контуритов Камчатского мегаконуса на палеорельеф; Ж – лопасть конуса выноса Авачинского каньона с молодыми постседиментационными деформациями акустического фундамента (1); 3 – разлом Тускарора и канал Накве. АФ – акустический фундамент; Т, А – финальные трапы и карбонатная толща поздней юры – раннего мела, В – кремнисто-глинистая толща (опаковый слой) конца раннего – позднего мела; С, Д – лёсса палеогена – раннего миоцена и туффиито-кремнисто-глинистая толща неогена – квартера; АР – абиссальное русло, НД – намывная дамба, ГП – вероятно гранитная протрузия [15]. Пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним

трастен из-за тонких прослоев терригенных осадков, указывающих на близость береговой линии (рис. 2, 4В). Вблизи скв. 303 и 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 восточной оконечности краевого вала 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 толща полого (~2') погружается. На юге котловины Тускарора толща **A** выполняет расчлененный домеловой палеорельеф близ юга поднятия Шатского, а с приближением к горам Мид Пасифик – замещается терригенными глинами, аргиллитами и сланцами [4]. Возраст осадков в подошве толщи омолаживается от поднятия Шатского (поздняя юра) к краевому валу (ранний мел). Шероховатость кровли толщи **A** на профилях НСП в котловине Тускарора (рис. 4Е–3) связывалась с закарстованностью известняков в эпоху продолжительного (~80 млн лет) осушения региона [13]. Однако там, где она сложена наноилами (скв. 303, 304), шероховатость видимо вызвана проседанием опакового слоя и совмещением толщ **A** и **B**. Утонение и выклинивание сейсмически прозрачных надбазальтовых карбонатов от юга поднятия Шатского к валу Зенкевича можно видеть на одном из профилей НСП в отчете по рейсу “Гл. Челленджер” № 32 [4] или на профиле МОГТ на севере Японского желоба в [21]. Карст и дислоцированность известняков толщи **A** при срыве геофизических слоев 1–4 делают их региональным коллектором углеводородов [14].

**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 она характеризуется интерференцией разнонаклонных отражающих площадок высокой интенсивности и линзовидно-бугристо-слоистым строением с неровной (карманы) подошвой на площади распространения карбонатной толщи. В отличие от последней она развита на валу Зенкевича, где залегает на траппах и имеет стратиграфически четкую подошву (рис. 4В). Кровля толщи, как правило, шероховатая, с перепадами рельефа до первых десятков метров (рис. 4А, Б, Г, Д) [20]. Такое строение она имеет на краевом валу, на большей части котловины Тускарора и северных отрогах поднятия Шатского. На юге поднятия в ее разрезе появляются линзы и пачки горизонтально- и косослоистых осадков (рис. 4Д). Здесь и в окрестностях гор Мид Пасифик толща имеет слоистое строение и четкие стратиграфические ограничения. В плане мощность толщи **B** постепенно возрастает от 0–50 м на краевом валу на широте Средних Курил и в окрестностях разлома Хоккайдо (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 (скв. 198) [4]. Поскольку толщу **B** подстилают шельфовые карбонаты, а перекрывают пестрые немые лёссов горизонты **C** (рис. 4Б, Д, Е), то в соответствии с законом Вальтера–Головкинского ее следует рассматривать как прибрежно-морскую региофацию позднего Тетиса. При этом слоистые сейсмофации толщи **B** формировались в лагунах и мелководных заливах, а шероховатые линзовидно-бугристые – на прибрежных равнинах с песчаным (эоловым) рельефом. Морские и субаэральные фации нередко замещают друг друга по латерали и вертикали, фиксируя осцилляции уровня, хотя в материалах бурения береговые осадки в составе толщи пока не обнаружены [3–5, 20]. 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, являются окремнелыми известняками с массивной текстурой. Раздув толщи **B** к юго-востоку указывает на крупную регрессию позднего Тетиса в позднем мелу-палеогене.

По данным бурения, толща **B** сложена глинами с прослоями и желваками бою-генных 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 высоко преобразованной 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 недеформированы. В связи с этим уникальный облик этой толщи имеет первично-осадочное происхождение. С учетом прочности кремней [4] и их переслаивания с уплотненными пестрыми глинами, толща **В** является региональным флюидоупором [14]. Об этом свидетельствует и трансгрессивный тренд уровня Пацифики в кайнозое [22].

**Лёссы палеосуши (горизонт С)** по данным бурения распространены почти везде к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия (пестрые немые глины по [3]). В исследуемом регионе они отсутствуют на юге поднятия Шатского, в котловине и на поднятии Обручева. В изученных бурением разрезах котловин Тускарора и Картографов пестрые немые лёссы разделяют фаунистически охарактеризованные отложения позднего мезозоя (поздний эпиконтинентальный Тетис) и позднего кайнозоя (глубокий Тихий океан). Горизонт **С** выделяется только на профилях НСП ИМГиГ с частотами 120–150 Гц, на которых имеет пластовое строение, выдержанную мощность (20–40 м, в депрессиях до 50–100 м) при скорости распространения продольных волн 1.7–1.8 км/с [20, 23]). Горизонт имеет сглаженную кровлю и относительно шероховатую подошву, слабые и непротяженные (<10 км) отражения, региофацию облекания (кроме зоны разлома Тускарора, где пестрые глины размыты или имеют сокращенную мощность – см. рис. 4Б, Д, Е) [20]. Переотложенные осадки выполняют мелкие депрессии на ЮЗ котловины Тускарора и западном склоне поднятия Шатского, где их формирование, видимо, связано со смывом лёссов с возвышенностей при трансгрессии Тихого океана (рис. 4Д). В депрессиях они залегают горизонтально с увеличением протяженности и интенсивности границ. Во всех скважинах везде – кроме скв. 45 (туфы, пеплы) – горизонт **С** имеет сходную литологию (монотонные, местами пятнистые желто-коричневые алевропелиты, частью цеолитизированные, с прослойками пестрого вулканического пепла и редкими марганцевыми желваками). В некоторых скважинах, например 578 [5], переотложенные алевропелиты содержат остатки радиолярий и диатомей среднего – позднего миоцена и зубы рыб (скв. 436). Свыше 150 лет они описывались как пелагические глины с малой (1–2 м/млн лет) скоростью накопления и примесью эолового и космического материала [22]. На краевом валу, в котловине Тускарора и на севере котловины Картографов (выше 38° с.ш. [24]) горизонт **С** погребен под осадками подводных конусов выноса среднего миоцена – квартера (рис. 4Б–Д), а на остальной части последней слагает дно. С учетом данных НСП, кровля горизонта **С** в регионе является поверхностью региональных – углового и азимутального – несогласий. Первое связано с проградацией позднекайнозойских подводных конусов выноса, второе – с дискордантностью изопахит позднего мезозоя и кайнозоя, а также противоположным трендом изменения мощности кайнозойского и надбазальтового позднемезозойского осадочных чехлов в плане (рис. 2). В скв. 581 пестрые алевропелиты залегают внутри и поверх мощной (до 65 м) валунно-галечной отмостки [5], что в соответствии с законом Вальтера–Головкинского определяет их субаэральную природу (коррелятные осадки палеосуши Пацифиды). Этот вывод подтверждается детальным анализом редкой аллохтонной микрофауны плохой сохранности и ихтиолитов (микроскопические остатки костей рыб, перевезенные ветром) в скважинах, особенно рейса 86 с почти 100% выходом керна [5]. Так, в первом номере скв. 576 аллохтонная микрофауна и ихтиолиты фиксируют перевернутое залегание лёссов (нарушается закон Стено) [5], а между первым и третьим номерами отсутствует биостратиграфическая корреляция. Хотя по данным магнитостратиграфии, использованной впервые в регионе, лёссы этой и других скважин рейса 86 накапливались в полном соответствии с законом Стено. В отличие от них, размытые и переотложенные лёссы, например, в разрезе кампана-маастрихта скв. 576 в котловине Картографов, обогащены морской микрофауной хорошей

сохранности. Напомним, что алевропелиты горизонта С относятся к категории флюидоупоров [14]; омоложение кровельных осадков толщи В на периферии исследуемого региона и появление здесь биотерригенных мелководных осадков раннего миоцена, олигоцена и эоцена [4], замещающих лёссы, фиксируют сокращение стратиграфического диапазона горизонта С до первых десятков миллионов лет.

**Туффито-кремнисто-глинистая толща (D)** слагает прикуруильскую часть ложа Тихого океана, исключая молодые уступы, склоны подводных гор и некоторые проомны. Вместе с лёссами горизонта С она формирует кайнозойский чехол (геофизический слой 1), имея резко отличный сейсмический облик от подстилающих отложений на профилях НСП с частотой 120–150 Гц (рис. 4А–3) [20]. В строении туффито-кремнисто-глинистой толщи (по И.О. Мурдмаа) выделены нижний, сейсмически 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. Последний включает в себя контрастные русловые турбидиты абиссальных каналов и прирусловых валов. Двух-слойное строение толщи D наблюдается на краевом валу и в зоне разлома Хоккайдо (рис. 4А, Е, Ж). Менее отчетливо оно на юге и востоке западной части котловины Тускарора. Региональной особенностью является осветление толщи к востоку от вала Зенкевича. Кайнозойские осадки с иным обликом развиты фрагментарно (аккумулятивные “шапки” на горах и холмах, местами русловые турбидиты [20]). Протяженность контрастных слоев и пачек превышает 500–1000 км, что обусловлено деятельностью придонных мутьевых потоков и контурного течения к югу в котловине Тускарора. Они слагают слившиеся лопасти конусов выноса каньонов и их долины на внешнем подножии Японо-Курило-Камчатской окраины (краевой вал), а также Камчатский контурный мегаконус в котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и котловины Картографов [11, 24]. Поэтому к ЮВ от краевого вала толща D утоняется от 600–700 (в грабенах от 1000 м) до 100–200 м и менее в котловине (рис. 2). Минимальные ее мощности (менее 50 м) обнаружены на юге поднятия Шатского, в котловине Картографов южнее 38-й параллели и в окрестностях гор Мид Пасифик [3, 4, 24]. В скважинах она представлена монотонными гемитерригенными и гемипелагическими осадками 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 [3–5]). На большей части региона их подстилают пестрые немые алевропелиты горизонта С, размыв которых при трансгрессии вод молодой Пасифики обусловил пеструю окраску турбидитов в низах толщи D – например, в скв. 581 [5]. На отдельных участках их подстилают опаковый слой, финальные траппы и более древние мезозойские отложения. На периферии исследуемого региона в основании толщи залегают мелководные биогенные (известняки, псичий 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 Японском и Курило-Камчатском желобах толща D погребена под контрастными турбидитами среднего квартера – голоцена мощностью до 0.1–1.0 км [6, 8–10]. На их внутренних склонах дислоцированные и уплотненные отложения толщи D слагают аккреционную призму мощностью до 2–4 км и шириной >20–40 км, залегающую перед и под фронтом регионального шарьяжа фундамента [8, 9].

Канал Накве (Nakwe) прослежен на 1100 км от вершины краевого вала до батиметрического центра котловины Тускарора на глубинах 6000–6200 м (рис. 43). Этот, канал в 60 км к югу от поднятия Обручева [1], следующий от горы Павловского к северной оконечности поднятия Шатского с ветвлением на рукава, выходящие в котловину Картографов, грабены разлома Хоккайдо и котловину Тускарора (главное русло), а также сложная система конусов и долин на краевом валу (внешнее континентальное подножие) фиксируют долинную сеть подводной окраины и прилегающего ложа

океана с котловинами (конечные бассейны стока турбидитов). В квартере в связи с надвиганием Японской и Курило-Камчатской дуг к востоку и заложением одноименных глубоководных желобов (ловушки турбидитов) эта сеть была разорвана и на ложе стали доминировать нефелоидная седиментация из приповерхностных течений и абиссальные бури при прохождении циклонов [10].

### Обсуждение результатов

Итак, в строении и рифей-фанерозойской истории исследуемого региона намечаются признаки чередования морских и субаэральных эпох. В эпохи океанизации отлагались толщи раннего и позднего эпиконтинентальных Тетисов и глубокого Тихого океана, в эпохи осушения и пенепленизации – разновозрастные фации затопленной палеосуши Пацифиды (лёссы, траппы, предположительно аллювиальные комплексы в кровле слоя 5 [16]). Судя по положим ( $\sim 0.1-1.0^\circ$ ) углам падения к ЮВ от краевого вала границ слоев 1–5, а также траппов и слоев мезо-кайнозойского ( $<5'$ ) чехла, рельеф региона является платформенным [15, 23]. Его история по всей видимости восходит к позднему докембрию, как предполагал Г.Б. Удинцев [2], что подчеркивает приуроченность краевого вала к своду древнего поднятия в рельефе границы Мохо. Неслучайно, что именно на его склонах в неогене – квартере сползают геофизические слои 1–4, формирующие восточный и западный площадные аллохтоны (плиты) с бескорневым рельефом [15]. Открытыми остаются природа нижней границы М на глубине 32–33 км ниже у. м. (поверхность скольжения мезозойского срыва?) и причины длительной платформенной конформности границ на профиле МОГТ1.

Финальные траппы, вмещающие и надбазальтовые карбонаты толщи А, формировались в мелком море или на широком шельфе позднего Тетиса с батиметрическим центром у южного блока поднятия Шатского. Береговая линия на западе проходила близ вала и разлома Хоккайдо, а южнее – вдоль тальвега севера Японского желоба, что надежно фиксируют (рис. 2) и выклинивание сейсмически прозрачных карбонатов слоя 2 на профилях НСП и МОГТ (см. выше). В конце раннего – в позднем мелу регрессия позднего Тетиса к ЮВ привела к осушению почти всего региона, где до раннего миоцена, т.е. примерно на 80 млн лет, установились субаэральные обстановки – палеосуша Пацифиды.

Региональные (угловое и азимутальное) несогласия в кровле горизонта С, дискордантность изопакит позднего мезозоя и кайнозоя и их противоположный тренд к юго-востоку от краевого вала на рис. 2 надежно фиксируют кардинальные перемены в палеогеографии исследуемого региона, связанные с затоплением палеосуши Пацифиды водами молодого Тихого океана в миоцене – квартере и становлением ее Японо-Курило-Камчатской окраины с внешним подножием на краевом валу и выходом лопастей конусов выноса каньонов и долин в конечный бассейн стока (рис. 2). В среднем плейстоцене-голоцене смежные желоба перехватили потоки турбидитов, поэтому на прилегающем ложе океана прекратилась проградация конусов выноса и установились обстановки гемипелагической седиментации с абиссальными бурями [8–10]. В строении и истории формирования толщи D и водных масс Тихого океана не решены проблемы надстраивания конусов выноса в рифтовых грабенах краевого вала и зоне разлома Хоккайдо; не установлены причины отклонения к югу осадочных лопастей и абиссальных долин при выходе в котловину Тускарора (контурное течение или влияние силы Кориолиса; рис. 2), формирования небольших конусов выноса на поднятии Шатского (абразия свода, мелкие врезы, оползни, возможно, грязевой вулканизм) и, конечно, не изучена палеогеоморфология океанических бассейнов позднего Тетиса, вмещавших до инверсии водные массы Тихого океана, богатые микрофауной.

## Выводы

Итак, в строении ложа северо-запада Тихого океана участвуют морские (ранний и поздний эпиконтинентальные Тетисы, глубоководный океан неогена – квартера) и континентальные (палеосуша Пацифиды) образования позднего докембрия – кайнозоя. Границы геофизических слоев 1–5 и мезо-кайнозойского чехла конформны и имеют пологое падение к ЮВ, что позволяет считать рельеф региона платформенным с признаками длительного унаследованного развития. Его мезозойская история связана с трапповым, вероятно преимущественно наземным, магматизмом (каркас пластовых аккумулятивных равнин ложа), обширной трансгрессией позднего Тетиса в юре – раннем мелу и накоплением мелководных карбонатов толщи **A**, затем его регрессией к ЮВ с формированием прибрежной толщи **B** и осушением региона в конце раннего – позднем мелу. Позднее, видимо до раннего миоцена, здесь накапливались лёссы палеосуши Пацифиды, затопленной затем водами молодого и глубокого Тихого океана.

Таким образом, перед геоморфологами открываются новые горизонты и направления для дальнейших исследований ложа северо-запада и других регионов Тихого океана.

**Благодарность.** Автор выражает благодарность К.О. Дашковскому и М.В. Сеначину (ИМГиГ ДВО РАН) за компьютерную подготовку графики статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоника северо-западной части Тихого океана / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, О.В. Веселов, М.Л. Красный, А.А. Кругляков, В.В. Куделькин, Ю.А. Павлов, А.С. Сваричевский. М.: Наука, 1983. 118 с.
2. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
3. *Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
4. Initial Reports of the DSDP. Leg 6, 19, 20, 32, 56/57 (pt. 1), 61. Washington, 1971. 1329 p.; 1973a. 913 p.; 1973b. 958 p.; 1975. 980 p.; 1980. 629 p.; 1981. 885 p.
5. Initial Core Descriptions. Leg 86. La Jolla, California, 1982. 112 p.
6. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С. Гнибиденко, Т.Г. Быкова, В.М. Воробьев, Ким Чун Ун, Р.З. Тараканов. М.: Наука, 1980. 179 с.
7. *Пишон Ле К., Францито Ш., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
8. *Ломтев В.Л.* К вопросу о геологическом строении и сейсмотектонике тихоокеанского склона дуги Хонсю (в связи с японским землетрясением и цунами 11.03.2011 г.) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 2. С. 2–10.
9. *Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А.* О строении и сейсмотектонике Курильской системы дуга–желоб // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39. № 4. С. 19–38.
10. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55–63.
11. *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.
12. *Немченко Г.С., Андреев А.А., Грецкая Е.В.* Некоторые проблемы природы депрессии в центральной части плиты Картографов // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 70–77.
13. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф., Ильев А.Я., Пискунов Б.Н., Кононов В.Э., Агеев В.Н.* Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России / Докл. междунар. науч. симпоз. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 131–144.
14. *Ломтев В.Л.* Признаки газонасности мезо-кайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
15. *Ломтев В.Л.* К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.

16. Ломтев В.Л. К строению ложа СЗ Пацифики на профиле МОГТ-1: стратиграфические аспекты // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 3. С. 87–100.
17. *Gettrust G.F., Furukawa K., and Kroenke L.W.* Crustal structure of the Shatsky rise from refraction measurements // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. B85. P. 5411–5415.
18. *Nagumo S., Kubo A., Ouchi T., Katao H., Koresawa S.* Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part 3: Seismic structure revealed by explosion experiments // *Bul. Earthq. Res. Inst. Univ Tokyo.* 1990. Vol. 65. Pt. 1. P. 105–133.
19. Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sedimentation in the Pacific, at last // *Geotimes.* 1990. Vol. 35, No. 6. P. 25–27.
20. *Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
21. *Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., and Ikawa T.* Structure of the Japan trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 35. P. 171–182.
22. *Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
23. *Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С.* Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочно-го чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5–20.
24. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан) / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, И.П. Каргодина, В.В. Аргентов, В.Ю. Косыгин, А.А. Кружляков. М.: Наука, 1988. 88 с.

Поступила в редакцию 26.06.2015

## STRUCTURE FEATURES AND HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE PACIFIC OCEAN BOTTOM

V.L. LOMTEV

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

According to results of interpretation of data of high (120–150 Hz) frequency SCP (seismic continuous profiling), CDP1 (common depth point method) profile and drilling it was found that the NW Pacific abyssal floor is composed by marine and continental series of Late Precambrian-Phanerozoic (sedimentary-trapean cover). Facies of three oceans (early epicontinental Tethys of Riphean-Paleozoic, late epicontinental Tethys of Late Mesozoic, deep-sea Pacific ocean of Neogene-Quaternary) and intermediate subaerial epochs (Pacifica paleolands) were eliminated. Boundaries of Layers 1–5 and Meso-Cenozoic cover are parallels and gentle incline to the SE from outer rise that is typically for platforms with long inherited development. The cover of old platform break divergent gravitational glide of Layers 1–4 on outer rise slopes in the Neogene-Quaternary. Mesozoic history is connected with mainly land traps, transgression of late Tethys in Jurassic-Early Cretaceous and shallow accumulation of carbonate strata **A**. Then the sea step back to SE with formation of seacoast series **B** and draining of region in the Uppermost Early-Late Cretaceous-Paleogene, partly Early Miocene, when here accumulate loesses of Pacifica paleoland (horizon **C**), flooded waters of the young Pacific ocean. Its facieses (strata **D1,2**) are composed the abyssal floor and present of canyon fans on the outer rise and Kamchatka contour megacone in the Tuskarora basin. Fan outbuilding continues before Middle Pleistocene (Japan and Kuril-Kamchatka trench formation as turbidite traps).

**Keywords:** North-West Pacific abyssal floor, glide of Layers 1–4, Meso-Cenozoic cover, paleoland, astrobleme, paleoshelf, deep-sea fans.

doi:10.15356/0435-4281-2016-2-59-71