

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

К СТРОЕНИЮ ЛОЖА СЗ ПАЦИФИКИ НА ПРОФИЛЕ МОГТ-1: СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

На профиле МОГТ 1 обнаружена горизонтальная расслоенность видимого (10–11 км) разреза ложа СЗ Пацифики. Она характерна для осадочно-траппового чехла древней континентальной платформы (Пацифида). Чехол слагают преимущественно эффузивные траппы, морские (ранний и поздний эпиконтинентальный Тетис, глубоководная Пацифика) и континентальные отложения позднего докембрия—фанерозоя. На склонах краевого вала слои 1–4 (океаническая кора или фанерозойская часть древнего чехла) нарушены срывом в неоген-квартере.

Ключевые слова: ложе СЗ Пацифики. МОГТ, слои 1–5, расслоенность, платформа Пацифида, осадочно-трапповый чехол, ранний и поздний Тетис, траппы, деколлемент

Введение

С открытием региональной газоносности мезокайнозойского осадочно-траппового чехла абиссальной котловины Тускарора, основной морфоструктуры ложа и СЗ плиты Пацифики [1] стала очевидной необходимость вернуться к стратиграфическим аспектам авторской интерпретации материалов профиля МОГТ 1 (метод общей глубинной точки [2]). Он отработан г/с «Акад. Гамбурцев» треста «Дальморнефтегазгеофизразведка» в 1989 г. (нач. рейса В.Н. Патрикеев) в рамках программы «Тихоокеанские трансекты» (проект д.г.-м.н. Г.С. Гнибиденко). Профиль ориентирован в юго-восточном направлении и пересекает всячее, северное крыло разлома Тускарора на юге краевого вала Зенкевича (Хоккайдо) с выходом в смежную котловину Тускарора, одну из трех в составе СЗ котловины Пацифики (рис. 1). Цифровая обработка полевых материалов профиля проведена И.Н. Белых и В.Н. Патрикеевым (оба ИМГиГ) в исследовательском центре морских геологических наук «Геомар» (Германия) с любезного разрешения его руководителя, проф. Р. фон Хюне. Особенности прострелки профиля в океане

© В.Л. ЛОМТЕВ, 2014

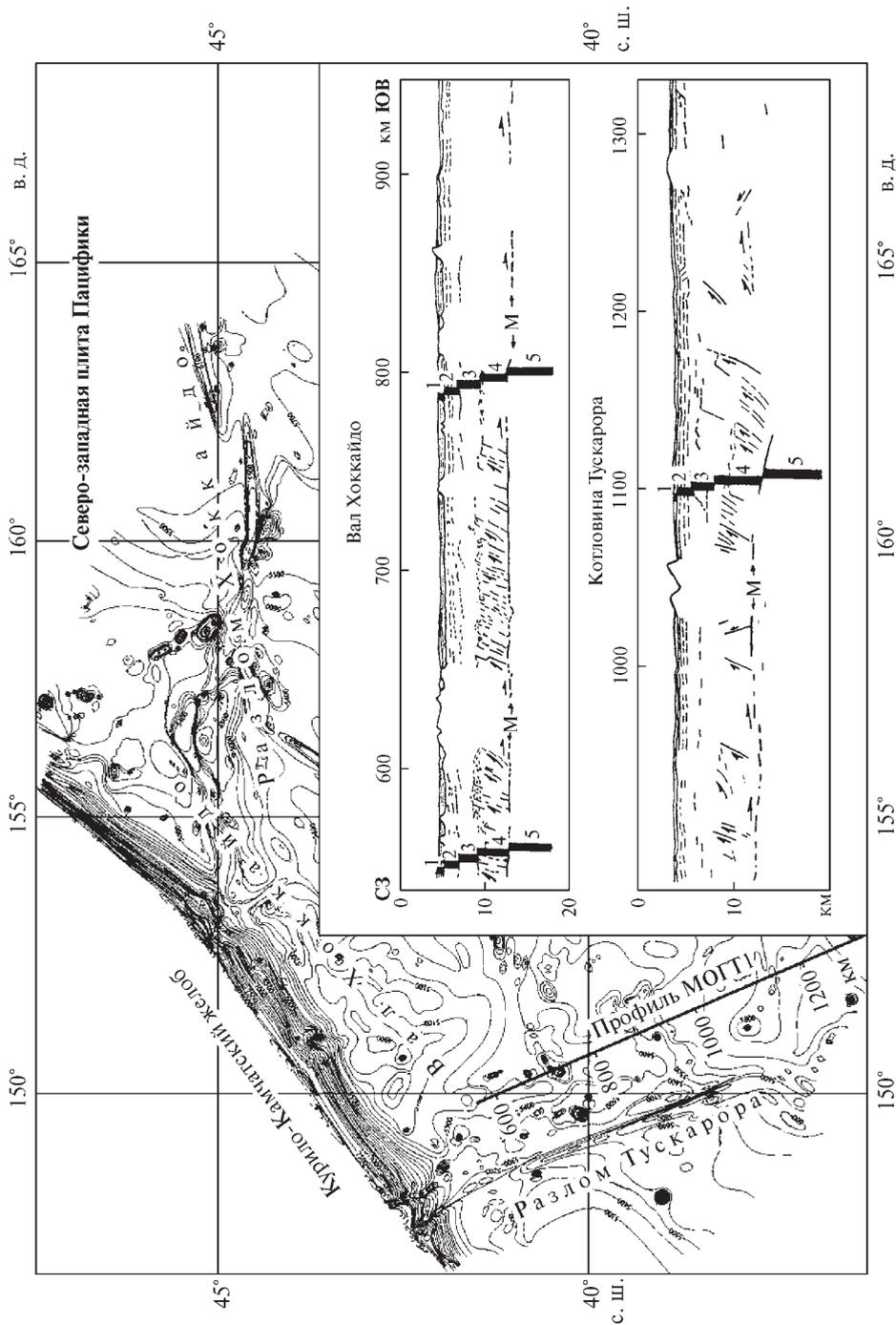


Рис. 1. Батикарта прикурильской части ложа С3 Пацифики с профилем МОГТ 1 близ разлома Тускарора [2, 17]. Изобаты в метрах. На врезке: глупбинный разрез по профилю 1 [2]; М — деколлемент; 1—5 — геофизические слои. Схематично выделены огражающие границы в слоях 2—5. Стрелками обозначены предполагаемые смещения по разломам (пунктир)

и цифровой обработки описаны в [2—4]. Ниже представлены глубинный разрез (врезка на рис. 1) и фрагментарно — мигрированный временной разрез с геологической интерпретацией в авторской трактовке (рис. 2—9). Полностью последний представлен в [3, 4], однако в отличие от [2] изменены его пикетаж, глубинный разрез и в значительной степени — геологическая трактовка. Выбор местоположения профиля МОГТ 1 связан с одним из двух профилей ГСЗ сейсмического эксперимента DELP с донными станциями [5], что обеспечивает возможность сопоставления их результатов. Так, глубина залегания границы Мохоровичича (М) на профиле 1 выше на 0,5—0,7 км. Пластовая скорость ниже границы М составляет 7,8—8,2 км/с (в основном 7,9 км/с) с увеличением до мантийных значений (8,3 км/с) с глубины 32—33 км ниже уровня океана (описано как интенсивное закритическое отражение [5]). Последнее прослежено на расстояниях 200—500 км при массе заряда взрывчатки 20 кг, тогда граница М на глубине 13 км ниже уровня океана — только на коротких (30—60, реже до 100 км) расстояниях от пунктов взрыва при той же массе заряда. При построении глубинного разреза на рис. 2 использованы данные о скоростях волн в [5—7].

Общепринятые представления о строении океанической коры ложа и СЗ плиты Пацифики базируются на материалах сейсмоки и частично бурения [5—10]. В соответствие с ними кора залегает на мантии без срыва и состоит из трех слоев: слой 1 — кайнозойский осадочный чехол; слой 2 — мезозойский осадочно-трапповый чехол; слой 3 — преимущественно магматический комплекс (базальтовый или океанический фундамент СЗ плиты), условия залегания, состав и возраст пород которого неизвестны [6, 7]. Средняя мощность океанической коры составляет 5—6 км. Погружение границы М и увеличение мощности коры наблюдается к югу (горы Мид Пасифик), востоку (поднятие Шатского [12, 13]) и западу под внутренними склонами смежных желобов [7].

В структуре коры региона некоторые авторы выделяют четыре слоя с пластовыми скоростями 2,15; 5,15; 6,8 и 7,55 км/с при средней мощности слоев сверху вниз 0,9, 1,2, 1,8 и 2,4 км [13]. Аналогичное четырехслойное строение океанической коры наблюдается на профиле МОГТ 1 (рис. 1). Пластовая скорость в породах, подстилающих границу М, составляет в среднем 8,15 км/с [13]. По данным КМПВ установлены вариации скоростного закона в низах коры (зоны пониженной или повышенной скорости) и переходный слой между корой и мантией мощностью 0—2 км [7].

В тектонике литосферных плит океаническая кора с линейными магнитными аномалиями имеет спрединговую природу, юрско-меловой возраст и залегает на подстилающей литосфере без срыва [14, 15 и др.]. Вместе с тем по данным Д.Р. Чоя [16] СЗ плита в триасе, местами до палеогена включительно, была областью сноса терригенных осадков (галька позднедокембрийских ортокварцитов в многочисленных обнажениях на тихоокеанской стороне о-вов севера Идзу-Бонинской и Японской дуг), заполнявших японскую часть впадины Тетиса, т.е. была щитом докембрийской континентальной платформы, позднее затопленной. Поэтому слой 3 по его мнению слагают докембрийские метаморфические и осадочные породы, насыщенные интрузиями, следовательно кора и плита СЗ Пацифики являются континентальными.

Из краткого обзора можно заключить, что геологическое строение, возраст, история развития и тип коры, природа и глубина залегания границы М на ложе

СЗ Пацифики остаются дискуссионными. Поэтому данная статья имеет постановочный характер и ориентирована в основном на представление материалов профиля МОГТ 1 и изучение стратиграфических аспектов строения СЗ плиты.

Сейсмический облик и строение плиты

Сейсмический облик видимого разреза анализируется по рис. 2—9. По акустической дифференциации разреза наиболее отчетливо выделяются слои 1, 4 и существенно слабее — слои 2, 3. Среди опорных отражений наиболее контрастными являются кровля и подошва слоев 1 и 4. В [2—4] отмечают, что подошва слоя 4, или граница М в традиционном понимании представляет собой поверхность тектонического срыва, или деколlement. Видимое увеличение интенсивности отражений от него и подстилающего разреза автохтона (слой 5) в основном связано с автоматической регулировкой усиления амплитуд отраженных волн при обработке сейсмического материала и низкочастотной фильтрацией этой части разреза [3, 4].

Слой 1. Для него характерно тонкослоистое строение разреза с протяженными (сотни км) и горизонтальными, однофазными границами слабой и средней интенсивности и двухфазными границами высокой интенсивности в его кровле (дно) и подошве (кровля слоя 2). На одних участках профиля слой 1 имеет относительно монотонный облик (рис. 3—5, 7), на других — дифференцированный с чередованием акустически прозрачных и контрастных пачек (рис. 2, 6, 8). Согласно [17] акустическая дифференциация позднекайнозойских гемитерригенных и/или гемипелагических осадков на временных разрезах НСП связана с соотношением между мощностью слоев и длиной волны. Судя по рис. 2—9, эта закономерность в основном сохраняется и на временном разрезе МОГТ 1 с миграцией. В сейсмофациальном отношении осадки слоя 1 в полосе профиля слагают слившиеся подводные конусы выноса (фаны) среднекурильских каньонов на краевом валу и Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора [17]. Поэтому участки с разрастанием мощности слоя 1 соответствуют осадочным лопастям фанов, а там, где она сокращается — их абиссальным каналам (рис. 5, 7, 9). По данным акустического каротажа скважин «Гл. Челленджера» на рис. 1, пластовая скорость в слое 1 составляет 1,6—1,7 км/с при мощности от 0 до 500 м.

Слой 2, 3. Сейсмический облик слоев 2, 3 мощностью 1,3—1,8 и 1,5—2,0 км соответственно слабо дифференцирован с глубиной и вдоль профиля, кроме рис. 7, 9. Их характерными особенностями являются толстослоистая (~300 м) и практически горизонтальная расслоенность, слабая тектоническая дислоцированность и насыщенность магматическими телами небольшой (до первых десятков километров) протяженности, о чем свидетельствуют относительно высокие пластовые скорости, достигающие 5,15 и 6,8 км/с соответственно. Среди последних отметим пластовые магматические тела в кровле (рис. 8) и подошве слоя 2 (рис. 3—6, 9) или внутри него (рис. 5, 8, 9), фиксируемые однофазными, реже двухфазными (в подошве) горизонтальными, прерывистыми и некоррелируемыми отражениями средней или высокой интенсивности (рис. 4, 6, 9). Первые представляют собой разновозрастные поля эффузивных траппов (платобазальты) раннего мела — поздней юры мощностью до 50—100 м, формирующих т.н.

Рис. 2. Фрагмент временно-го (а) (вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рис. 3—9) и интерпретированного (б) разрезов МОГТ 1 (вертикальный масштаб в км здесь и на рис. 3—9) между пикетами 700—734 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

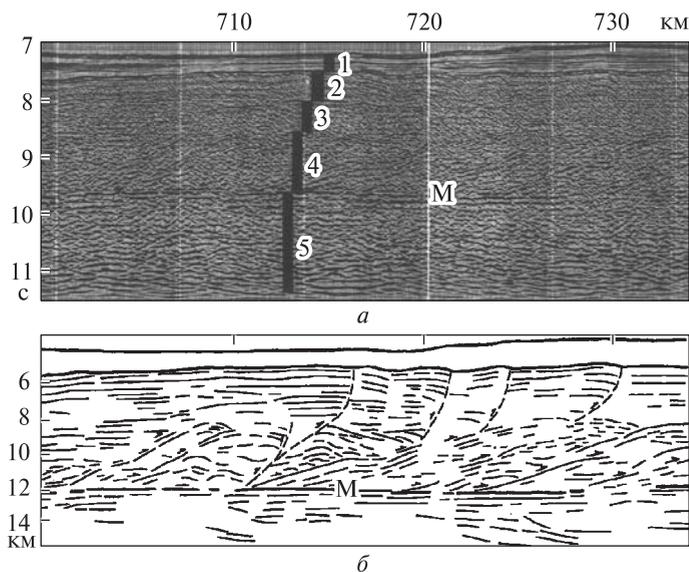
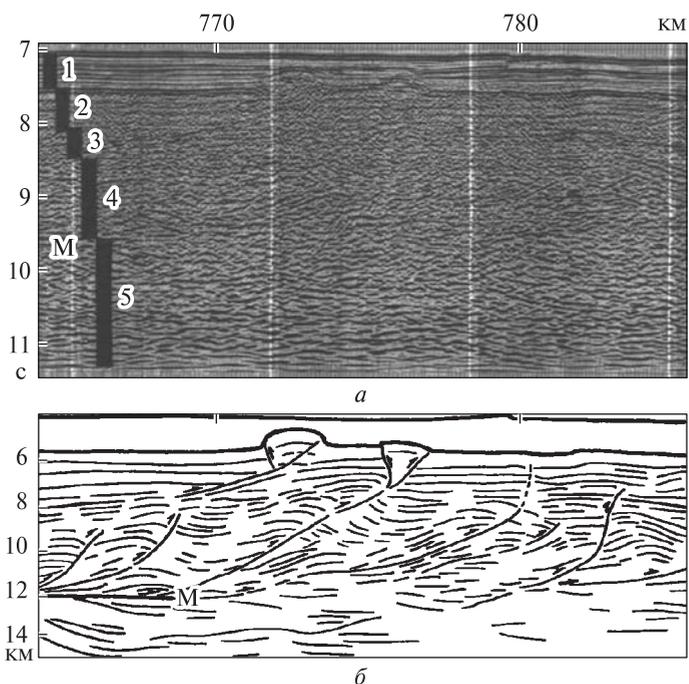


Рис. 3. Фрагмент временно-го (а) и интерпретированного (б) разрезов МОГТ 1 между пикетами 764—785 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1



базальтовый, или океанический фундамент СЗ плиты (комплекс дифференцированных надстраивающих базитов трапповой провинции по Г.Ф. Макаренко [10, 18]). Вторые фиксируют более мощные (первые сотни метров) пластовые магматические тела, скорее пачки с переслаиванием осадочно-вулканогенных и магматических пород (эффузивные траппы главного лавового плаща мезозойской трапповой провинции [18]). Продолжительность формирования главного лавового плаща на континентах невелика (25—30 млн лет [18]), поэтому возраст слоя 3 вероятно не выйдет за пределы ранней юры—триаса [8, 9]. Секущие

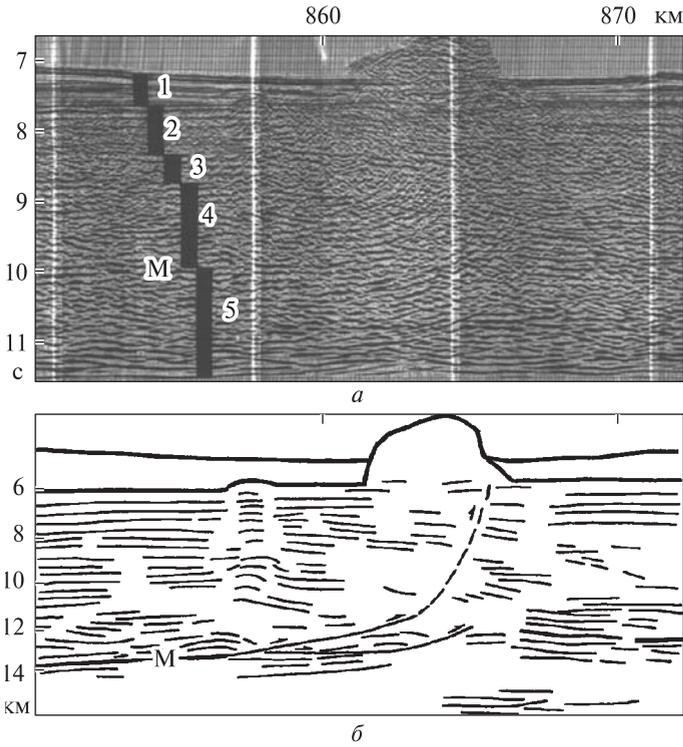


Рис. 4. Фрагмент временного (а) и интерпретированного (б) разрезов МОГТ 1 между пикетами 850—872 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

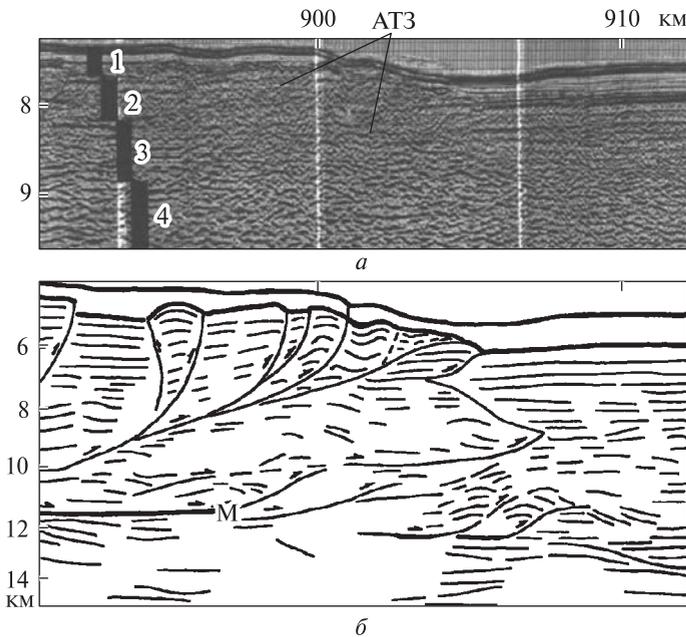


Рис. 5. Фрагмент временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 891—912 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1. АТЗ — аномалии типа «залежь»

траппы наклонные, однофазные границы средней интенсивности маркируют зоны повышенной трещиноватости мощностью первые десятки метров, в основном связанные с разломами (рис. 3, 8, 9). Прослеживание таких зон на временном разрезе МОГТ 1 обусловлено резким (на 1—2 км/с) снижением пластовой скорости, указывающим на их флюидонасыщенность. Двухфазные

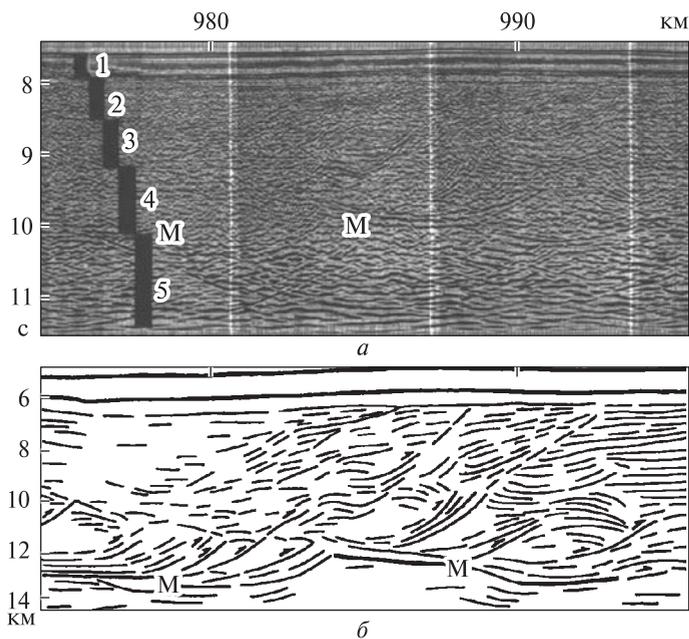


Рис. 6. Фрагмент временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 974—995 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

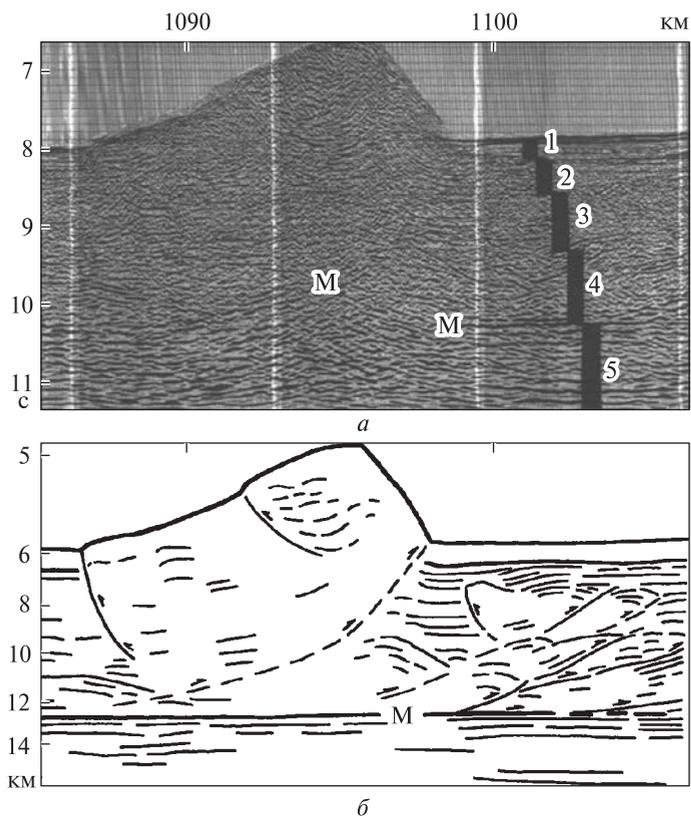


Рис. 7. Фрагмент временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 1085—1106 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

отражения обычно характерны только для слоя 3. Горизонтальная расслоенность слоев 2, 3, судя по рис. 2—9, является первичной (платформенный, осадочно-трапповый чехол).

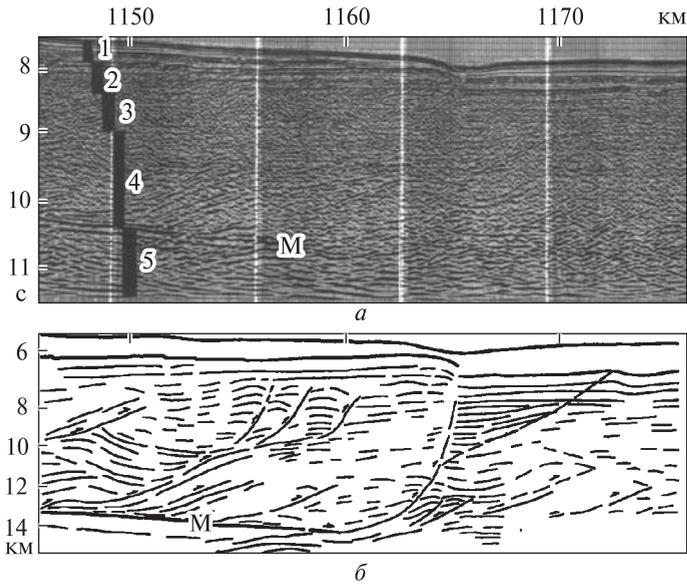


Рис. 8. Фрагмент временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 1146—1175 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

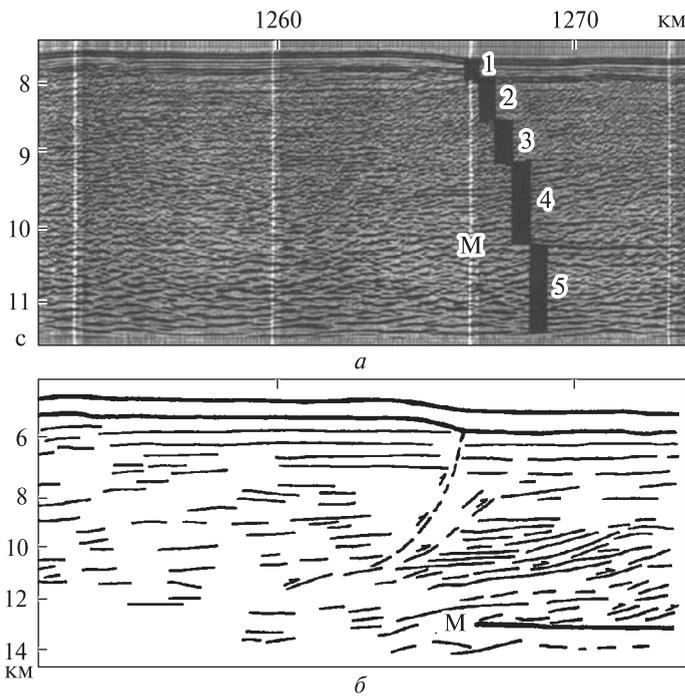


Рис. 9. Фрагменты временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 1252—1273 км. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

Слой 4. Имеет мощность 3,0—3,5 км вероятно с увеличением на восточном окончании профиля в направлении поднятия Шатского (рис. 1; [11, 12]). Он отчетливо выделяется на временном разрезе на значительной части профиля (рис. 2—9). Для него характерна относительно гладкая, местами шероховатая субгоризонтальная подошва с прерывистыми интенсивными горизонтальными отражениями различной (от первых до 50—100 км) протяженности. Кровля слоя существенно более неровная с амплитудами до 0,5—1,5 км (дисконформные границы).

Ее слагает толща (до 0,5 км) коротких (до первых километров) разнонаклонных отражающих границ средней или слабой интенсивности. В слое 4 прослеживаются также наклонные к северо-западу, прерывистые отражения средней интенсивности, которые на отдельных участках протяженностью до первых десятков километров сменяются почти горизонтальными тонкослоистыми отражениями средней и слабой интенсивности (рис. 2—5, 6, 8). Они определенно указывают на морские обстановки осадконакопления на шельфе или ложе раннего Тетиса (см. ниже). Местами, в том числе и на последних, в слое 4 наблюдаются короткие (первые километры), интенсивные, двухфазные отражения, залегающие горизонтально, реже под небольшим ($3-4^\circ$) углом (рис. 2—6, 8, 9), а также секущие слоистость однофазные отражения средней интенсивности (рис. 9). На многих участках профиля протяженностью несколько десятков километров подошва слоя 4 не прослежена либо представлена короткими слабоинтенсивными отражениями (рис. 2—9). Для этих участков также характерно резкое уменьшение числа наклонных к северо-западу отражений либо их отсутствие, возможно связанное с крупными газовыми окнами. Между наклонными отражениями обычно наблюдаются пачки или клинья разнонаклонных, непротяженных отражений средней интенсивности, фиксирующие развитие асимметричной внутрiformационной складчатости срыва. Наклонные отражения (рис. 2—4) в слое 4 имеют явно постседиментационное происхождение и существенно более молодой возраст. В [1—3] они интерпретировались как чешуйчатые надвиги, поскольку смещают кровлю слоя 4, местами достигая дна (рис. 2—8), а с глубиной выполаживаются с приближением к его подошве (рис. 3—9). Крутые ($25-30^\circ$) углы падения этих границ существенно превышают угол внутреннего трения водонасыщенных осадков [19], не позволяя связывать их с клиноформами бокового наращивания крупной аванделгты. Если наклонные отражения интерпретировать как листрические сбросы, то требуется допустить существование поднятия на юго-восточном окончании профиля 1, что не согласуется с материалами по топографии границы М [7]. Наклонные отражения не связаны и с дайками, которые не выделялись бы на временном разрезе из-за близости пластовых скоростей вмещающих пород и даек. Их акустическая контрастность указывает на резкое (не менее $1-2$ км/с) уменьшение пластовой скорости, обусловленное вероятно флюидонасыщенностью разломов. Отметим артефакт на рис. 8 (другие примеры см. в [3, 4]), связанный с пересечением наклонных границ гладкой подошвы слоя 4 и вызванный известным в МОВ боковым сносом [28].

Согласно [20] чешуйчатые надвиги возникают в тектонических покровах из-за трения в подошве, поэтому их падение обычно противоположно направлению их смещения. Исключение составляют цилиндрические разломы [21], которые можно предполагать, например, на рис. 3, 5, а также ретронадвиги или ретро-взбросы в тылу надвиговых моноклиналей (рис. 7) и связанные со сползанием пород. Поэтому приходим к выводу о сползании слоев 1—4 с краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо, т.е. аллохтонном залегании океанической коры на слое 5 (автохтон). Его надежными признаками являются покровно-складчатая структура слоя трения (складчатый фундамент), надвиговая моноклираль высотой 1 км на рис. 7 (тектонотип структур срыва [27, 29]), дисконформность границ аллохтона и снижение пластовой скорости в слое 4 относительно слоя 3 до $6,3$ км/с [7], указывающее на повышенную трещиноватость и флюидонасыщенность

слоя трения. В стратиграфическом плане фрагментарная горизонтальная расслоенность, чешуйчатые надвиги и внутрiformационная складчатость в слое 4, а также региональная газоносность ложа СЗ Пацифики позволяют предполагать, что именно первичноосадочные толщи раннего Тетиса в основном слагают слой 4 (поздний докембрий-палеозой [1, 22]), а не серпентинизированные перидотиты [3, 4, 30].

Деколлемент и слой 5. На временном разрезе деколлемент выделяется по горизонтальным, прерывистым, многофазным (до четырех-пяти фаз) отражениям средней и высокой интенсивности и различной (от первых до 50—100 км) протяженности на глубине 12—13 км ниже уровня океана. На восточном окончании профиля мористее пикета 1160 км эти отражения не прослеживаются. Деколлемент имеет пологий ($0,1^\circ$) региональный наклон к юго-востоку с двумя пологими уступами на пикетах 800 и 1150 км (рис. 1). В том же направлении погружается и кровля мантии: от 32—33 км на краевом валу Зенкевича до 36 км ниже уровня океана на юге поднятия Шатского [11, 12]. Под деколлементом до глубин 15—17 км (нижний предел сейсмозаписи) прослеживаются непротяженные, интенсивные, горизонтальные и наклонные отражения. Такой характер волнового поля с учетом формы импульса излучения указывает на двухслойное строение разреза деколлемента. Верхний, низкоскоростной слой мощностью в среднем 0,3 км имеет пластовое строение и залегает практически горизонтально (траппы венда-риффея?). Нижний, высокоскоростной (7,8—8,2 км/с [5]) в верхах слоя 5 расслоен и имеет субгоризонтальную, местами шероховатую, кровлю (рис. 2—9). Глубина его подошвы не определена, поскольку выходит за пределы сейсмозаписи. Граница М, выделенная по данным ГСЗ, в основном совпадает с кровлей высокоскоростного слоя. Строение нижнего слоя под деколлементом существенно более неоднородно по латерали и вертикали в сравнении со слоями 2—4. Так, в его разрезе выделяются отдельные или пачки горизонтальных, реже наклонных, отражений высокой интенсивности протяженностью до нескольких десятков километров в западной части профиля (рис. 2—9). Среди них наблюдаются разнонаклонные, непротяженные отражения слабой и средней интенсивности, которые позволяют предполагать развитие субаэрального палеорельфа (пене-плен?) и континентальных осадочных комплексов, драпированных эффузивными траппами. Признак древней палеосуши на выступе слоя 5 — прекращение прослеживания многофазных горизонтальных отражений деколлемента мористее пикета 1160 км, указывающее на переход в монотонный (без скачков скорости и акустической жесткости на траппах) морской осадочный разрез раннего Тетиса. Аналогичным является замещение позднекайнозойских платобазальтов Корейского п-ова [23, 24] или Северного Сихотэ-Алиня морскими осадками на смежной акватории Пацифики [25, 26]. Из изложенного следует, что краевой вал Хоккайдо маркирует древний выступ слоя 5, окна в кровельных траппах которого могут быть эрозионными (долины) или хотя бы отчасти газовыми. Вероятно именно в его кровле залегает галька позднедокембрийских ортокварцитов с калий-аргоновым возрастом 778 млн лет (по К. Шибата [16]), фиксирующих крупную трансгрессию раннего Тетиса и т.н. базальный горизонт в подошве его трансгрессивного комплекса.

Итак, профиль МОГТ 1 выявил осадочно-трапповое строение прикурильской части ложа СЗ Пацифики, в котором участвуют преимущественно эффузивные

траппы, морские (ранний и поздний эпиконтинентальный Тетис, глубоководная Пацифика) и континентальные отложения позднего докембрия-фанерозоя. Они залегают субгоризонтально с небольшим региональным падением к юго-востоку от краевого вала, что позволяет рассматривать их как осадочно-трапповый чехол древней континентальной платформы Пацифида и континентальной коры мощностью около 30 км. Сползание слоев 1—4 с краевого вала в неоген-четвертичное время заметно усложнило структуру сорванной части чехла (аллохтон), особенно слоя трения (складчатый фундамент аллохтонной плиты [27]).

Обсуждение результатов

Представленные выше результаты геологической интерпретации материалов профиля МОГТ 1, одного из лучших в океане по качеству полевого материала и его цифровой обработки, позволяют остановиться на стратиграфических аспектах строения и истории геологического развития ложа и СЗ плиты Пацифики. Тектоностратиграфия этого разреза подробно рассмотрена в [2, 27]. Ключевым несомненно является практически горизонтальная расслоенность видимого разреза на глубину 10—11 км под дном с небольшим региональным падением границ к юго-востоку и прослеженная на большей части (~650 км) профиля. С учетом материалов бурения и глубинной сейсмики приходим к выводу, что подобная расслоенность субстрата характерна для осадочно-траппового чехла древней платформы (Пацифида). Однако подошва чехла и складчатый фундамент древней платформы на профиле МОГТ 1 не выявлены из-за его недостаточной глубинности. Преимущественно эффузивные траппы предполагаются в кровле выступа слоя 5 (венд-рифей?) в районе краевого вала, слое 3 и низах слоя 2 (мезозойская трапповая формация [7—10, 18, 22]). Морские осадочные толщи слагают: большую часть слоя 4 (первично-осадочные фации раннего, предположительно эпиконтинентального, Тетиса позднего докембрия — палеозоя, частью гранитизированные в кайнозое [22, 27]), слой 2 (шельфовые и прибрежные фации позднего эпиконтинентального Тетиса юры — мела; карбонатная толща **A** и кремнисто-глинистая толща **B**, на юге поднятия Шатского — до палеогена включительно [22]) и отложения глубоководной Пацифики в слое 1 (горизонт **D** [17]). Субаэральные фации и обстановки по ряду признаков предполагаются в верхах выступа слоя 5, слое 3 (главный лавовый плащ трапповой провинции [18]) и верхах слоя 2 (уплотненные пестрые лессы толщи **B** и драпирующие их покровные лессы горизонта **C**, связанные с регрессиями позднего Тетиса к юго-востоку в позднем мелу — палеогене [22]).

Из изложенного заключаем, что в геологическом строении и истории формирования осадочно-траппового чехла платформы Пацифида намечаются признаки унаследованного и цикличного развития с позднего докембрия. С учетом изложенного выше и данных [16] по сносу гальки ортокварцитов в японскую часть Тетиса, а также региональной газоносности мезокайнозойского чехла [1], древнюю платформу вероятно правомерно считать континентальной. Следовательно, границу **M** в исследуемом регионе необходимо заглубить с 12—13 до 32—36 км ниже уровня океана (древняя континентальная кора), где по материалам ГСЗ и МПВ установлен переход к мантийным (>8 км/с) скоростям сейсмических волн [5—7, 11—16]. Конечно, это потребует ревизии гравитационных и сейс-

мических моделей СЗ плиты и зоны перехода с выходом, например, на модели континентальной коры в смежных окраинных морях [31—33 и др.]. Тонкая океаническая кора (слои 1—4), признаваемая на ложе СЗ Пацифики автором и большинством исследователей, суть фанерозойская часть осадочно-траппового чехла древней континентальной платформы, сорванная в неоген-четвертичное время с краевого вала [27]. При срыве образовалась нетипичная для чехла покровно-складчатая структура восточного и западного аллохтонов (плит), включая складчатый фундамент (слой 4). Заметим, что по ряду позиций представленные трактовки близки взглядам некоторых других исследователей геологии ложа океана [8—10, 18, 32, 33 и др.].

В этом контексте обратим внимание на пологое погружение деколлемента в кровле слоя 5 к юго-востоку в сторону поднятия Шатского и его переход с древней палеосуши, драпированной траппами, в первичноосадочные толщи раннего Тетиса. Оно указывает на увеличение мощности слоя 4 и возможно объясняет появление Гагаринской АТЗ-гиганта (аномалия типа «залежь») и крупных газовых окон вдоль южного фаса поднятия Шатского и в прилегающем абиссальном проходе между котловинами Тускарора и Картографов (депоцентр платформенного осадочного бассейна, позднее — нефтегазоматеринский комплекс первой абиссальной нефтегазоносной провинции Земли [1, 11, 12]).

Среди проблем, ожидающих своего решения, отметим пока неясную геологическую позицию габбро, гранитоидов и метаморфических пород, драгированных на внешнем склоне Курильского желоба [9], несколько неинтерпретированных окон со сложным волновым полем на профиле 1 [3, 4], геологическую природу континентальной границы М на глубинах 32—36 км ниже уровня океана (деколлемент мезозойского срыва?), причины унаследованности и цикличности в геологическом строении и истории развития исследуемого региона в позднем докембрии — фанерозое.

Выводы

Итак, по результатам интерпретации материалов профиля МОГТ 1 в прикурильской части ложа СЗ Пацифики до глубины 10—11 км выявлена горизонтальная расслоенность, характерная для осадочно-траппового чехла древней континентальной платформы Пацифида. В строении чехла участвуют преимущественно эффузивные траппы, морские (ранний и поздний эпиконтинентальный Тетис, глубоководная Пацифика) и континентальные отложения позднего докембрия — фанерозоя. Сползание фанерозойской части чехла или т.н. океанической коры (слои 1—4) с краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо в неоген-четвертичное время заметно усложнило структуру его сорванной части и особенно слоя трения. В исследуемом регионе предполагается развитие древней континентальной коры мощностью около 30 км (слои 1—5), намечен ряд новых и нерешенных проблем, ожидающих своих исследователей.

Настоящая работа посвящена светлой памяти отличного сейсмика, выпускника геологического факультета МГУ, к.г.-м.н. В.Н. Патрикеева, с которым автор сотрудничал с 1976 г., обсуждая и изучая различные аспекты геологического строения и истории развития регионов и отдельных морфоструктур СЗ Пацифики. Автор также благодарен К.О. Дашковскому за помощь в компьютерной подготовке графики статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтев В.Л. Газоносность ложа СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2014. — № 1. — С. 69—80.
2. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 42—64.
3. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры Северо-Запада Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. — 73 с.
4. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. — М.: ГЕОС, 2009. — 208 с.
5. Nagato S., Kubo A., Ouchi T. et al. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part 3: Seismic structure revealed by explosion experiments // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. — 1990. — Vol. 65, pt. 1. — P. 105—133.
6. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). — М.: Наука, 1984. — 232 с.
7. Тектоника северо-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1983. — 118 с.
8. Блюман Б.А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. — СПб: ВСЕГЕИ, 2011. — 346 с.
9. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. — Владивосток.: ДВО АН СССР, 1988. — 192 с.
10. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1984. — 251 с.
11. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific Basin // J. Geophys. Res. — 1969. — Vol. 74, № 6. — P. 1421—1434.
12. Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky rise from refraction measurements // J. Geophys. Res. 1980. — Vol. B85. — P. 5411—5415.
13. Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа // Известия АН СССР. Физика Земли. — 1975.— № 2. — С. 3—15.
14. Пишон Ле К., Францито Ш., Боннин Ж. Тектоника плит. — М.: Мир, 1977. — 288 с.
15. Kearey Ph., Vine F.J. Global tectonics. — Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. — 302 p.
16. Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Basin // J. Petrol. Geol. — 1987. — Vol. 10, № 4. — P. 425—440.
17. 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.
18. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. — М.: Космосинформ, 1993. — 280 с.
19. Оползни: исследование и укрепление. — М.: Мир, 1981. — 368 с.
20. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. — М.: Недра, 1978. — 238 с.
21. Хиллс Е.Ш. Очерки структурной геологии. — М.: ИЛ, 1956. — 174 с.
22. 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 между. науч. симп. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. — С. 131—144.
23. Геология Кореи. — М.: Наука, 1964. — 264 с.
24. Ломтев В.Л. К строению и истории котловины и трога Уллындо (Японское море) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2011. — № 1. — С. 103—116.
25. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю. Газоносность палеоген-неогеновых отложений западного борта Татарского трога (Японское море) // Там же, 2011. — № 2. — С. 31—41.
26. Плахотник В.Г. Строение и возраст совгаваньской свиты Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Кхуцин // Известия АН СССР, серия геол. — 1959. — № 2. — С. 78—84.
27. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2008. — № 4. — С. 93—105.

28. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. — 141 с.
29. Ломтев В.Л. Деформации Невельского (02.08.2007 г., М-6,1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2010. — № 2. — С. 35—46.
30. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические исследования // ДАН. — 1982. — Т. 265, № 3. — С. 572—576.
31. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // ДАН. — 1980. — Т. 25, № 6. — С. 1339—1343.
32. Булин Н.К. Глубинное строение океанов // Сов. геол. — 1979. — № 11. — С. 30—42.
33. Пронин А.А. Тектоническая история океанов и проблема становления земной коры. — Л.: Наука, 1982. — 248 с.

Статья поступила 09.07.2014

В.Л. Ломтев

ЩОДО БУДОВИ ЛОЖА Пн.3х. ПАЦИФІКИ НА ПРОФІЛІ МВГТ 1: СТРАТИГРАФІЧНІ АСПЕКТИ

На профілі МСГТ-1 виявлено горизонтальне розшарування видимого (10—11 км) розрізу ложа Пн.3 Пацифіки. Воно характерне для осадово-трапового чохла древньої континентальної платформи (Пацифіда). Чохол складають переважно ефузивні трапи, морські (ранній і пізній епіконтинентальний Тетіс, глибоководна Пацифіка) і континентальні відклади пізнього докембрію-фанерозою. На схилах крайового валу шари 1—4 (океанічна кора або фанерозойська частина древнього чохла) порушені зривом у неоген-квартері.

Ключові слова: ложе СЗ Пацифіки, МСГТ, шари 1—5, розшарування, платформа Пацифіда, осадово-траповий чохол, ранній і пізній Тетіс, трапи, деколемент.

V.L. Lomtev

ON THE STRUCTURE OF THE NW PACIFIC ABYSSAL FLOOR ALONG THE CDPM-1 PROFILE (METHOD OF COMMON DEEP POINT): STRATIGRAPHIC ASPECTS

Horizontal layering of visible section of NW Pacific abyssal floor is found at CDP-1 (common depth point method) profile. It is typical for sedimentary-trap cover of old continental platform (Pacifida). The cover is composed by mainly effusive traps, marine (Early and Late Tethys, deep-sea Pacific) and continental deposits of Late Precambrian-Phanerozoic. Layer 1—4 (oceanic crust or Phanerozoic part of old cover) are broken by Neogene-Quaternary glide on slopes of outer rise.

Key words: NW Pacific abyssal floor, CDP, Pacifida platform, sedimentary-trap cover, Early and Late Tethys, traps, decollement.