

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕХЛА КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

В.Г. Прокудин

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток,
690041; e-mail: prokudin@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 8 апреля 2014 г.

По экспериментальным сейсмическим данным построена скоростная модель верхней части земной коры Курильской котловины Охотского моря. В составе осадочного чехла, максимальная мощность которого около 3000 м, выделены четыре слоя. Нижний слой чехла, мощностью до 1100 м и пластовой скоростью 3.2–3.5 км/с, присутствует только в абиссальной части котловины. Этот слой выклинивается вблизи подножия склонов котловины, нигде не выходит на дно и не доступен для драгирования. Разрез чехла содержит сейсмические границы-реперы, которые маркируют региональные перерывы осадконакопления в среднем эоцене, позднем олигоцене и позднем миоцене. Показано, что обширный осадочный бассейн существовал в пределах Курильской котловины уже в позднем мезозое. Отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения на континентальной окраине, где к концу олигоцена сформировалась палеокотловина, положение границ которой близко к ее современному плану.

Ключевые слова: сейсмические данные, скоростная модель, осадочный чехол, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Геолого-геофизические исследования в пределах Охотского моря проводятся различными научными и производственными организациями уже более 50 лет. К настоящему времени вся акватория моря покрыта площадной геофизической съемкой, выполнен значительный объем батиметрических, геологических и геохимических исследований. Наиболее изученным является нефтегазоносный Сахалинский регион, где сейсмические работы методом общей глубинной точки (ОГТ) и бурение ведутся производственными предприятиями [38]. Центральная и южная части Охотского моря исследовались, в основном, в научных рейсах АН СССР (после 1991 г. – РАН); работы проведены институтами Океанологии, Физики Земли, Морской геологии и геофизики (ИМГиГ, ранее – СахКНИИ) и Тихоокеанского океанологического (ТОИ). Полученные материалы явились основой для многочисленных публикаций [5, 8, 12, 14, 16, 18, 19, 34, 35, 50 и др.], в которых рассмотрены строение и эволюция Охотского моря.

В Охотском море не проводилось бурения в рамках международных научных программ DSDP и ODP, поэтому для оценки возраста отложений чехла и их

мощности обычно используются сейсмические разрезы и материалы бурения Магаданской параметрической скважины [20, 39] и опорных скважин Сахалина [38, 42]. Курильская глубоководная котловина [36, 49], расположенная в южной части Охотского моря, привлекает внимание исследователей в качестве одной из ключевых структур при решении вопросов о его происхождении и возрасте [1, 3, 12, 22, 31 и др.]. Высказаны различные гипотезы о времени образования и происхождении Курильской котловины, в том числе и достаточно экзотические [6]. Заложение Курильской котловины разные авторы датируют поздним мезозоем [12], поздним мелом [3, 22], олигоценом [37, 54], ранним миоценом [5], поздним миоценом [30]. Существенно различаются и оценки максимальной мощности чехла: 4 км [8, 12], 6 км [17], более 6 км [3, 37]. Такая неоднозначность обусловлена несколькими причинами, в частности: произвольным отнесением тех или иных скоростных горизонтов разреза к чехлу; низкой точностью определения скоростных параметров его слоев; использованием при расчетах произвольных значений скоростей накопления осадков.

Целью настоящей статьи является обоснование скоростной модели чехла, определение скоростей

осадконакопления в Курильской котловине и времени ее заложения.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Работа основана на оригинальных сейсмических материалах, полученных в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1996–2007 гг. Основной объем данных составляют материалы российско-германского проекта КОМЕХ [44–46]. Используются также опубликованные сейсмические и геологические данные, в том числе и новейшие материалы ОГТ и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по опорному профилю 2-ДВ-М [28].

Сейсмические исследования выполнены с использованием пневматических источников упругих волн; объем источников составлял 3–6 литров на профилях непрерывного сейсмического профилирования (НСП), 67 и 120 литров при работах ОГТ и ГСЗ на профиле 2-ДВ-М. Шаг излучений составлял 25–40 м на профилях НСП, 37.5 м и 250 м при работах ОГТ и ГСЗ. Автором, в рамках договора о сотрудничестве между ФГУНПП «Севморгео» и ТОИ ДВО РАН, проинтерпретирована часть первичных сейсмических материалов, полученных на профиле 2-ДВ-М [25–27]. Положение использованных в работе сейсмических профилей показано на рис. 1. Обозначения профилей НСП даны с указанием судна, номера рейса и номера

профиля: например, Lv42_01 (профиль 01, выполнен в 42-м рейсе НИС «Академик Лаврентьев»), G26_45 (профиль 45, выполнен в 26-м рейсе НИС «Профессор Гагаринский»). Обозначения профилей ОГТ приведены согласно публикациям [3, 28].

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Под верхней частью земной коры будем понимать тот ее фрагмент, в котором по сейсмическим материалам метода отраженных волн (МОВ) выделяется осадочный чехол и акустический фундамент. Термин «акустический фундамент» используется при описании временных разрезов МОВ для обозначения толщи, кровля которой является самой глубокой регулярной сейсмической границей. Акустический фундамент (АФ) в пределах ложа котловины фиксируется на временах 5.4–7.0 сек (рис. 2, 3) и представляет собой сложно дислоцированную поверхность, которая отображается в виде пачки коротких, хаотично расположенных отражений переменной амплитуды. Материалы драгирования выходов АФ на поверхность дна (на возвышенности Академии Наук и в заливе Терпения) свидетельствуют о мел-палеогеновом возрасте и гетерогенном составе слагающих его пород [11, 15, 35].

Структура осадочного чехла по материалам МОВ выявляется, как правило, хорошо. Однако вол-

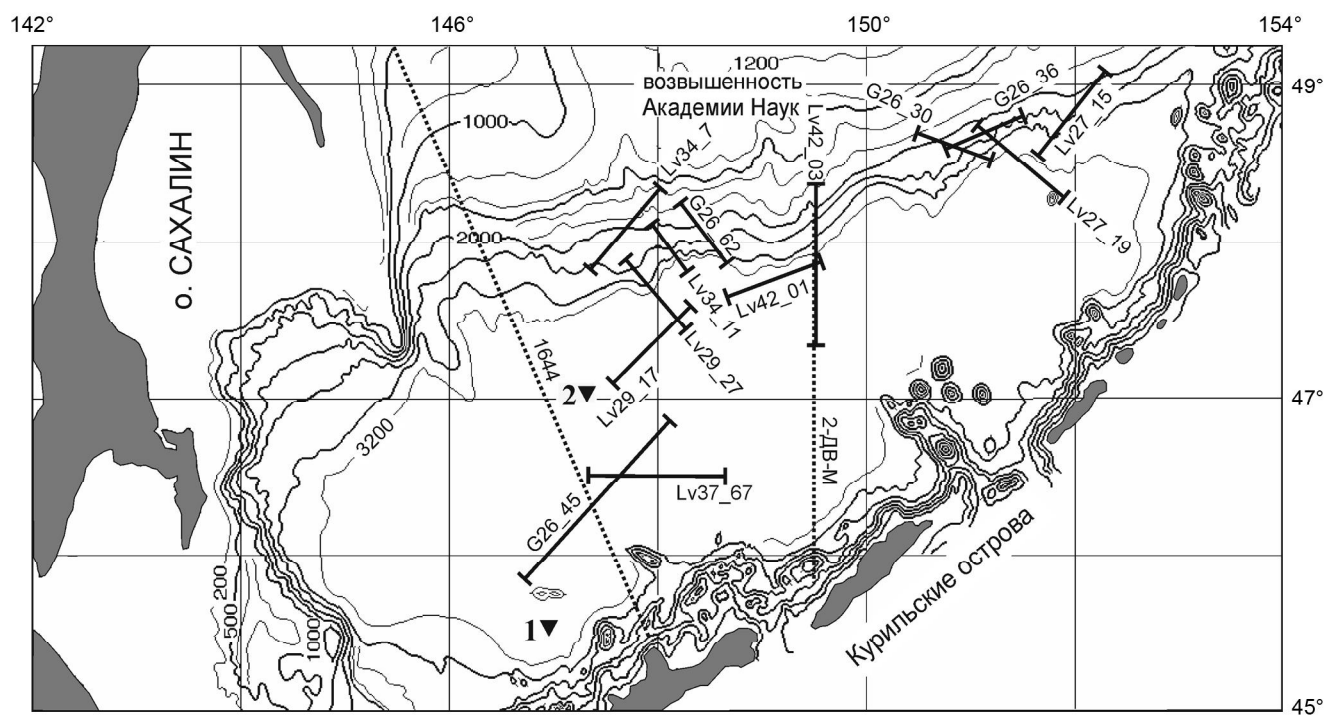


Рис. 1. Расположение профилей НСП (сплошные линии) и ОГТ (пунктирные линии). Затененные треугольники – положение центров профилей №1 и №2 МОВ РБ. Батиметрическая карта составлена А.С. Сваричевским.

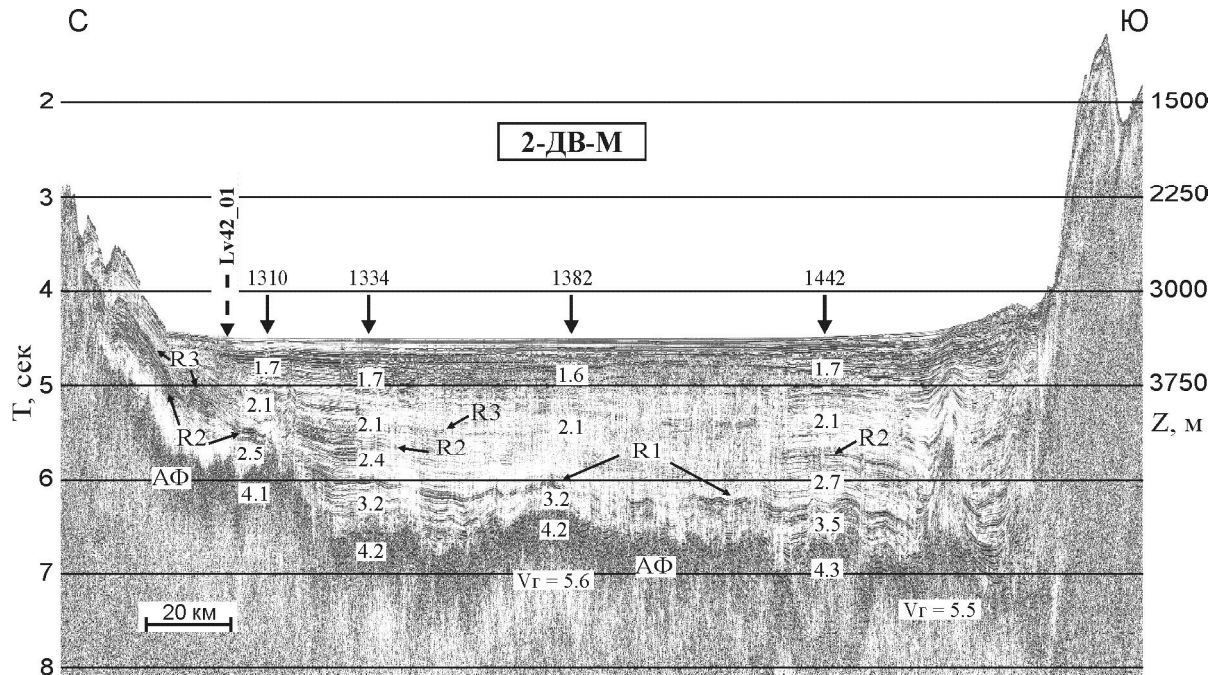


Рис. 2. Фрагмент временного разреза ОГТ вдоль опорного профиля 2-ДВ-М (по [28] с дополнениями).

Сплошными вертикальными стрелками отмечены пикеты профиля, для которых определены скоростные параметры разреза. Пунктирной стрелкой отмечена точка пересечения с профилем НСП (Lv42_01). Цифры на разрезе – значения пластовых скоростей продольных волн. $V_{Г}$ – граничные скорости продольных волн по данным ГСЗ. АФ – акустический фундамент. R1, R2 и R3 – реперные сейсмические границы. Шкала глубин (Z, м) относится к водному слою с принятой скоростью распространения волны 1500 м/с. Положение профиля см. рис. 1.

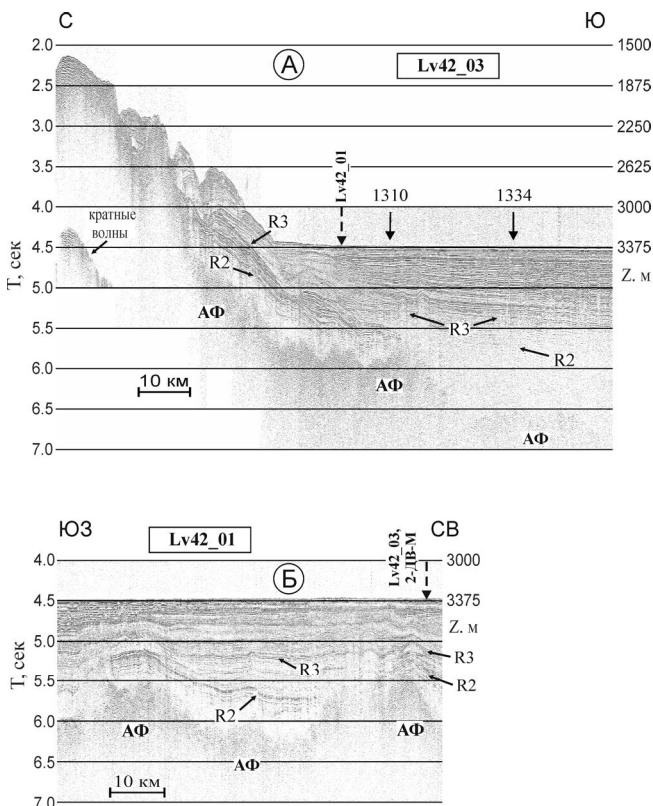


Рис. 3. Временные разрезы НСП: Lv42_03 (А) и Lv42_01 (Б).

Условные обозначения см. рис. 2.

новые поля, регистрируемые при работах НСП и ОГТ, несколько различаются. Эти различия наглядно иллюстрируют временные разрезы профилей НСП Lv42_03 (рис. 3А) и ОГТ (рис. 2), полученные на опорном сейсмическом профиле 2-ДВ-М. Видно, что севернее пикета 1310, на склоне возвышенности Академии Наук и в присклоновой части котловины, зарегистрированные волновые поля подобны. Отметим только лучшую разрешенность разреза НСП, обусловленную более широкой полосой регистрации сигналов: частота квантования при работах НСП составляла 1000 Гц, а при работах ОГТ – 250 Гц. Временные разрезы НСП и ОГТ в абиссальной части котловины (южнее пикета 1310) различаются. По данным НСП, чехол отчетливо делится на две толщи: верхнюю стратифицированную и нижнюю прозрачную; эта особенность разреза отмечалась и другими исследователями (например, [8, 31]). Однако материалы ОГТ свидетельствуют о значительной дифференциации упругих свойств нижней части разреза чехла и наличии в ней опорных сейсмических границ – реперов. Различия в регистрируемых методами НСП и ОГТ разрезах становятся существенными на участках, где временная мощность чехла больше 1.5 сек. Лучшее освещение нижней части чехла на разрезах ОГТ обусловлено применением более мощных, чем при работах НСП,

излучателей. Кроме того, методика ОГТ обеспечивает выделение слабых сигналов за счет их суммирования в процессе обработки данных. Однако средняя часть разреза в центре котловины (между пикетами 1334 и 1382 профиля ОГТ на рис. 2) в интервале времен 5–6 секунд характеризуется крайне низкими амплитудами регулярных отражений, что обусловлено, вероятно, сейсмической мутностью среды [26].

Материалы НСП позволяют расшифровать структуру отложений чехла в периферийных частях котловины и на ее северном склоне. В пределах абиссали необходимо, кроме того, дополнительное привлечение данных ОГТ. Сейсмические материалы, полученные на южном (Курильском) склоне, малоинформативны из-за больших углов наклона границ.

Рассмотрим основные особенности строения чехла. На рисунках 3А, 4–7 и 8А представлены временные разрезы НСП, полученные на склоне возвышенности Академии Наук. Здесь временная мощность отложений чехла варьирует в диапазоне 0–1.5 сек. Как уже отмечалось ранее А.С. Сваричевским [29], современный склон возвышенности Академии Наук представляет собой область транзита и аккумуляции осадочного материала; первичный рельеф склона погребен под отложениями чехла, а на наиболее крутых

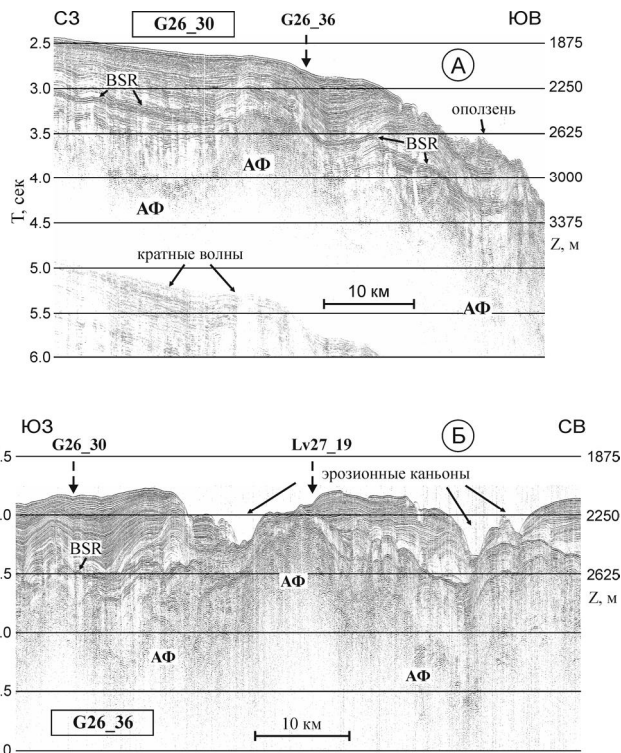


Рис. 5. Временные разрезы НСП: G26_30 (А) и G26_36 (Б). BSR – граница раздела «опал А – СТ».

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

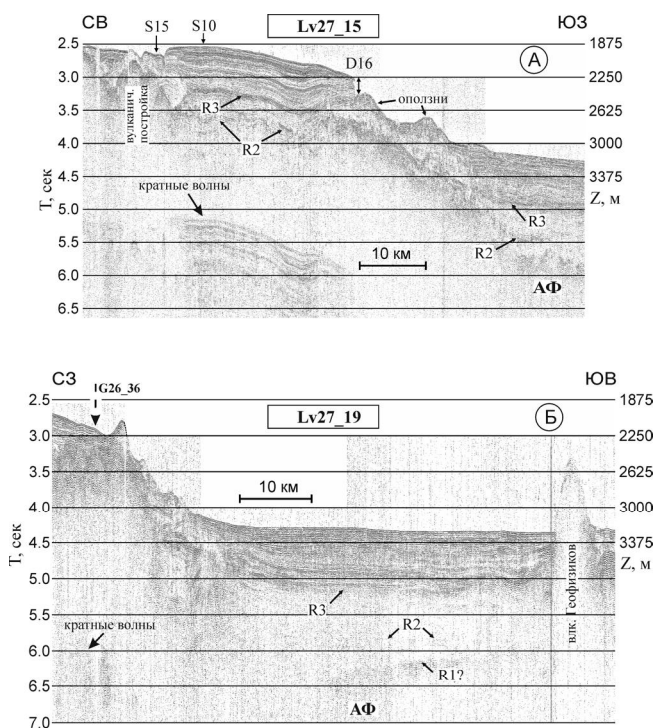


Рис. 4. Временные разрезы НСП: Lv27_15 (А) и Lv27_19 (Б). D16 – место драгирования отложений чехла [43, 44]. S10, S15 – точки отбора осадков прямооточной трубкой [44].

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

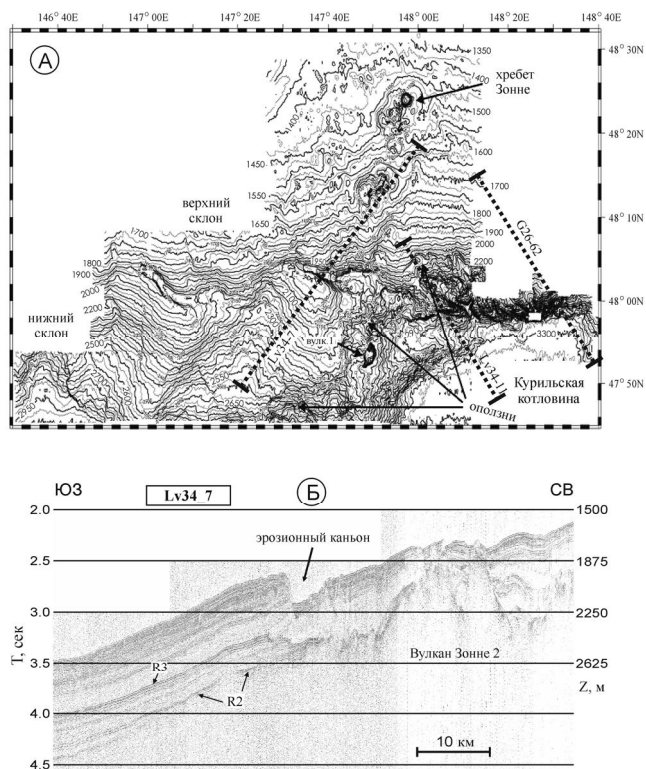


Рис. 6. А – батиметрическая карта участка южного склона возвышенности Академии Наук (по [48] с дополнениями); пунктирные линии – профили НСП. Б – временной разрез НСП (Lv34_7).

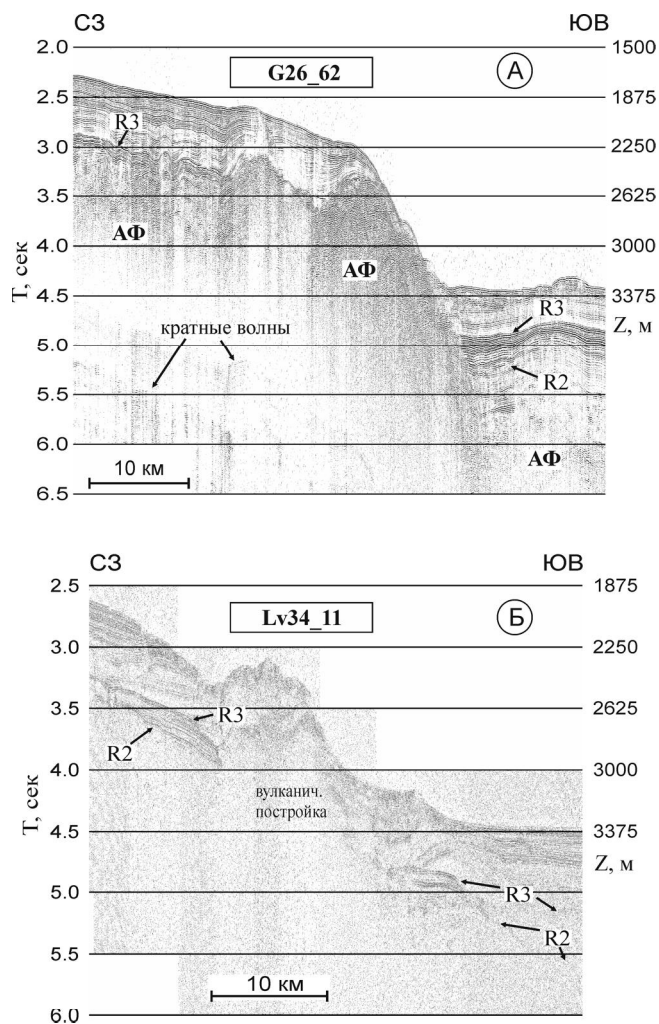


Рис. 7. Временные разрезы НСП: G26_62 (А) и Lv34_11 (Б).

Условные обозначения см. рис. 2.

его участках сформировались стенки отрыва многочисленных оползней. Известно [4], что стекание пород может происходить в подводных условиях уже при углах наклона в 1 градус. Наклон дна в пределах возвышенности Академии Наук составляет первые градусы в верхней части склона, увеличиваясь до 10 и более градусов на нижнем склоне. Сейсмические материалы иллюстрируют широкое развитие здесь оползневых явлений с формированием дезинтегрированных оползневых тел (рис. 4, 5А, 6А) либо олистолитов (рис. 3А). На некоторых участках склона происходит размыв осадков, сопровождающийся образованием эрозионных каналов глубиной до 300 м (рис. 5Б, 6Б). В присклоновой части абиссали структура чехла определяется шлейфами турбидитных потоков (рис. 3А, 4Б).

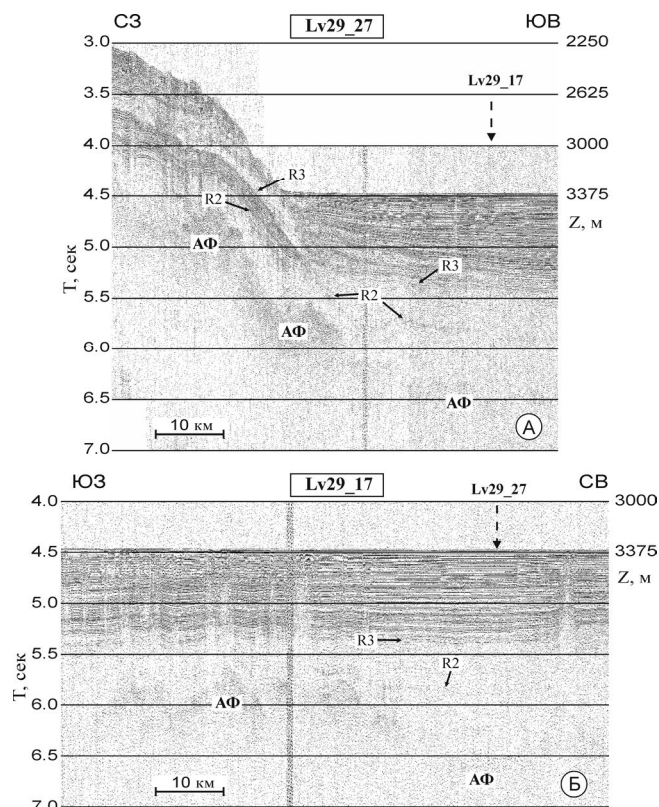


Рис. 8. Временные разрезы НСП: Lv29_27 (А) и Lv29_17 (Б).

Условные обозначения см. рис. 2.

Важная роль в формировании рельефа дна и структуры чехла принадлежит дизъюнктивным дислокациям и вулканизму. Именно разрывными дислокациями определяется «пилообразная» (согласно [29]) конфигурация изобат на склоне возвышенности Академии Наук (рис. 1). Новейшие дизъюнктивные дислокации отчетливо проявляются в рельефе дна, несмотря на большую мощность рыхлых отложений (рис. 6А). Некоторыми из этих дислокаций явно трассируются долгоживущие коровые разломы, поскольку с ними связаны как отдельные вулканические постройки (рис. 7Б), так и их цепочки (хребет Зонне, рис. 6). Тектоническими процессами, вероятно, обусловлено и положение эрозионных каналов. Например, крупный эрозионный канал, пересеченный профилем НСП Lv34_7 (рис. 6), расположен под очень острым углом к склону. Этот канал размещается в зоне действия широтного разлома, ответственного за формирование крутого уступа дна с перепадами глубин до 500 м и более (рис. 6А, 7).

Осадочный чехол на склоне возвышенности Академии Наук отчетливо разделяется по сейсми-

ческим данным на три толщи: стратифицированную (верхнюю), контрастную (среднюю) и прозрачную (нижнюю). Границы в кровле и подошве контрастной толщи являются сейсмическими реперами; для их обозначения введем индексы R3 и R2 (рис. 3А, 8А). На большинстве сейсмических профилей границы R3 и R2 прослеживаются и в пределах абиссали, где в низах чехла (на временах 6–6.4 сек) по материалам ОГТ выделяется еще один репер (R1), являющийся здесь наиболее резкой сейсмической границей (рис. 2). Таким образом, в абиссальной части котловины в разрезе осадочных отложений можно выделить четыре (а не три, как на склоне) толщи, что формально соответствует принятому для акватории Охотского моря делению чехла на сеймосерии (сверху вниз) А, Б, В и Г [37, 39]. Все эти сеймосерии имеют слоистое строение, подразделяясь в свою очередь на сеймопачки, прослеживаемые иногда на значительные расстояния. Граница R3 на временных разрезах НСП абиссальных участков котловины расположена в основании стратифицированной толщи. Временная мощность этой толщи составляет 0.5–1 сек; максимальные ее значения фиксируются на юго-западе и в центре котловины (рис. 3, 8, 9Б).

Охотское море, как известно, является областью кремнисто-терригенного осадконакопления [9]. По данным Магаданской параметрической скважины [20], кремнезем представлен скелетными остатками диатомей, состоящих из опала А. Диатомиты характеризуются высокой пористостью и низкими значениями плотности и скорости распространения продольных волн, которая, по данным бурения в Японском море, составляет 1.51–1.58 км/с [56]. По мере захоронения диатомей происходит деструкция их панцирей с преобразованием опала А в кристобалит (СТ). При этом пористость осадков уменьшается, а их плотность увеличивается, что приводит к увеличению скорости распространения продольных волн до значений 1.65 км/с и более. Граница опал А-СТ нередко выявляется на временных разрезах; для ее обозначения применяется аббревиатура BSR (bottom simulating reflector). Показано, что глубина этой границы зависит от величины теплового потока и скорости осадконакопления [55]. В глубоководных котловинах Японского моря, где тепловой поток составляет 82–111 мВт/м², BSR расположена на глубине 300–325 м ниже дна, фиксируясь по данным НСП на временах около 0.4 сек [57]. Измеренные значения теплового потока в абиссальной части Курильской котловины близки к значениям для котловин Японского моря, но, к сожалению, «силикатную» BSR на временных разрезах здесь выделить невозможно. Однако местами, на глубине около 190 м ниже дна, вы-

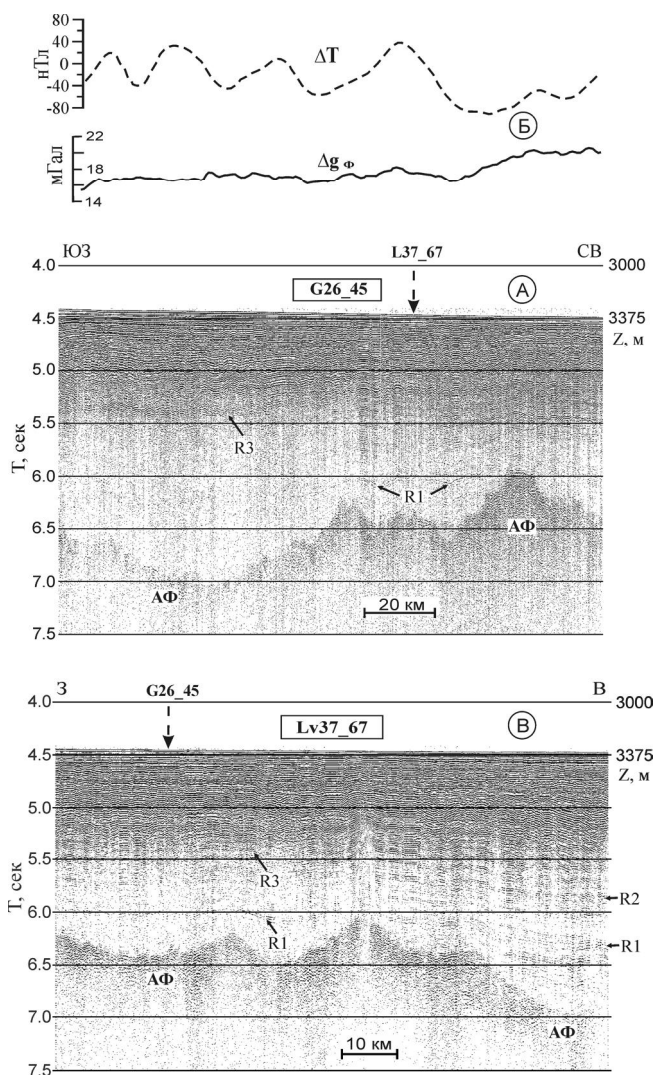


Рис. 9. Б – аномалии магнитного (пунктирная линия) и гравитационного (редукция Фая) полей по С.Н. Николаеву и Т.Н. Колпашиковой ([45], профиль G26_45).

А – временной разрез НСП по профилю G26_45. В – временной разрез НСП по профилю Lv37_67.

Условные обозначения см. рис. 2.

является граница, связанная с подошвой вмещающих газогидраты осадков («газогидратная» BSR) [26]. На склоне возвышенности Академии Наук, где тепловой поток уменьшается до 50–80 мВт/м² [8], «силикатная» BSR иногда уверенно выявляется по угловому несогласию с литологическими границами разреза на временах около 0.6 сек (рис. 5).

Скоростные параметры верхней части разреза в Курильской котловине специально изучались учеными СахКНИИ (ИМГиГ) [5, 8, 11, 17]. Величины скоростей для различных горизонтов чехла и в акустическом фундаменте приводятся и в ряде других публи-

каций. Однако они плохо согласуются между собой и с известными экспериментальными данными. Например, в работе [8] приведены значение максимальной мощности чехла (4 км) и диапазоны изменения в нем скоростей: 1.56–2.5 км/с (раздел 4.3) и 2.17–5.4 км/с (раздел 4.6). Видим, что параметры разреза существенно различаются. При этом, диапазон 2.17–5.4 км/с не содержит низких скоростей, которые типичны для рыхлых отложений, а при диапазоне скоростей 1.56–2.5 км/с нельзя получить указанное значение мощности чехла, поскольку его временная мощность в котловине не превышает 2.6 сек.

На рис. 2 представлена **скоростная модель верхней части разреза** Курильской котловины, которая построена нами по данным ОГТ и ГСЗ, полученным в пределах опорного профиля 2-ДВ-М. Пластовые скорости ($V_{п}$) вычислялись по годографам ОГТ на пикетах 1310, 1334, 1382 и 1442 профиля 2-ДВ-М. Дополнительно анализировались данные по отраженным и преломленным в верхней части разреза волнам, зарегистрированным при работах ГСЗ [25, 26]. Очевидно, что аппроксимация чехла некоторой скоростной моделью подразумевает деление разреза на горизонты, скоростные параметры которых устойчивы и обусловлены составом и особенностями эпигенеза осадков. Естественным было бы в качестве границ скоростных горизонтов модели принять выделенные нами реперные границы R1, R2 и R3. Однако в этом случае верхний горизонт включал бы в свой состав как рыхлые, так и литифицированные отложения и характеризовался бы не типичной для верхов разреза скоростью. Поэтому в качестве нижней границы верхнего скоростного горизонта чехла нами принята подошва рыхлых отложений, скорости продольных волн в которых (судя по материалам глубоководного бурения) не превышают 1.8–1.9 км/с. Граница R3 располагается в средней части слаболитифицированной толщи осадков, подошва которых маркируется реперной границей R2. Остальные границы скоростной модели чехла совпадают с реперной границей R1 и поверхностью акустического фундамента. Акустический фундамент, в свою очередь, подразделяется на два скоростных горизонта: верхний, для которого вычислена пластовая скорость, и нижний, в котором определена только граничная скорость ($V_{г}$). Граница, разделяющая скоростные горизонты АФ, по результатам стандартной обработки данных ОГТ не выделяется (рис. 2); ее положение определено при интерпретации годографов ОГТ.

Таким образом, скоростная модель верхней части земной коры Курильской котловины Охотского моря содержит шесть слоев; четыре из них относятся к осадочному чехлу. Эти слои характеризуются (сверху

вниз) следующими параметрами: $V_{п1} = 1.6–1.7$ км/с, мощность слоя (h_1) 0.4–0.6 км; $V_{п2} = 2.1$ км/с, $h_2 = 0.2–0.6$ км; $V_{п3} = 2.4–2.7$ км/с, $h_3 = 0.5–0.8$ км; $V_{п4} = 3.2–3.5$ км/с, $h_4 = 0.0–1.1$ км; $V_{п5} = 4.1–4.3$ км/с, $h_5 = 0.9–1.1$ км; $V_{г6} = 5.5–5.6$ км/с. Четвертый скоростной горизонт модели соответствует базальному слою чехла в абиссальной части котловины. На склоне возвышенности Академии Наук этот слой отсутствует. Максимальная мощность осадочного чехла в котловине – около 3.0 км. На склоне возвышенности Академии Наук мощность чехла варьирует от нуля в местах выхода фундамента на дно до 1.4–1.5 км в депрессиях фундамента. Скоростные характеристики слоев, полученные при интерпретации сейсмических материалов на профиле 2-ДВ-М, близки ранее опубликованным [26, 45] данным МОВ с радиобуями (МОВ РБ). Это свидетельствует о слабой латеральной изменчивости упругих свойств слоев чехла Курильской котловины.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изучение процессов осадконакопления, источников, вещественного состава и возраста осадков входило в круг задач многочисленных научных рейсов ТОИ ДВО РАН. Основной объем данных получен в результате отбора образцов осадков прямоточными трубками и при драгировании крутых уступов дна на склонах котловины. Драгировались также обнажения акустического фундамента, в том числе и на вулканических постройках в пределах абиссальной части котловины. Результаты этих исследований изложены в работах [7, 13–15, 33, 34, 40, 41, 43 и др.].

Для склона возвышенности Академии Наук скорость осадконакопления в позднечетвертичное время можно определить по материалам опробования донных осадков, полученным в 27 рейсе НИС «Академик Лаврентьев» [44]. Положение точек опробования S10 (длина колонки 5.79 м) и S15 (длина колонки 5.77 м) показано на рис. 4А. В нижней части обеих колонок присутствует прослой пепла с возрастом 52 тысячи лет (устное сообщение А. Н. Деркачева). Таким образом, при существующих темпах седиментации скорость осадконакопления в точке S15 составила бы около 100 м/млн лет, а в точке S10 – 80 м/млн лет.

Более глубокие осадочные горизонты опробованы в результате драгирования крутого уступа дна высотой около 180 м (D16, рис. 4А). В разрезе выделено три комплекса диатомей, по которым установлен позднемиоценовый–плейстоценовый (5.5–2.0 млн лет) возраст отложений [43]. Скорость осадконакопления для этого интервала составляет 51–63 м/млн лет. Граница R3 расположена на 150–180 м глубже подошвы опробованной драгированием толщи; экстраполируя вычисленные скорости осадконакопления,

получим возраст границы R3 7.8–8.3 млн лет. Еще более глубокие горизонты чехла опробованы при драгировании крутого уступа дна на нижнем склоне возвышенности Академии Наук в 39-м рейсе НИС «Первенец» в 1982 г. (полигон 7). К сожалению, работы НСП в этом рейсе не проводились (места драгировок определялись по данным эхолотирования). Навигационная привязка выполнялась с большими погрешностями, поэтому нельзя указать точное положение мест драгирования, но структурные особенности опробованного разреза можно проиллюстрировать более поздними материалами профиля НСП Lv34_11 (рис. 7Б). На полигоне 7 драгированы породы с возрастом поздний олигоцен–начало среднего миоцена (диатомиты, туфодиатомиты, кремнистые аргиллиты, порцелланиты) и плиоцен–плейстоценовые туфоалевроаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и алевропелитовые и алевритовые илы [7, 34]. Породы средне- и позднемиоценового возраста не установлены. Были подняты также позднеплиоценовые вулканические породы: лавы и кластолавы базальтов, андезибазальты и андезиты [14, 15]. Возраст наиболее древних осадочных пород (около 24 млн лет) определен по комплексу диатомей из слаболигифицированных диатомитов и туфоалевролитов. Возраст порцелланитов определить не удалось, так как в этих породах сохранились лишь реликты диатомей.

Можно констатировать, что в результате геологических работ на склоне возвышенности Академии Наук изучен разрез двух верхних толщ чехла – стратифицированной и контрастной. Породы этих толщ содержат в своем составе большое количество пирокластического материала. Возраст контрастной толщи 24–8 млн лет (соответственно, для границ R2 и R3). В нижней, прозрачной толще чехла на склоне возвышенности Академии Наук опробован только самый верхний горизонт, содержащий порцелланиты. Для оценки времени формирования прозрачной толщи определим среднюю скорость осадконакопления двух верхних слоев (выше границы R2). Максимальная суммарная мощность этих слоев в котловине равна 1200 м, следовательно, максимальная средняя скорость осадконакопления для них равна 50 м/млн лет. Экстраполируя это значение на слой 3, получим время его формирования 16 млн лет (поскольку максимальная мощность слоя равна 800 м). С учетом уплотнения осадков, средняя скорость осадконакопления может быть меньше вычисленной нами величины; в этом случае время формирования слоя 3 увеличится (например, для скорости осадконакопления 40 м/млн лет оно составит 20 млн лет). Таким образом, в основании 3 слоя (граница R1) предположительно залегают среднеэоценовые отложения с возрастом 40–44 млн лет.

И, наконец, время формирования нижнего, высокоскоростного слоя чехла в котловине можно оценить в 27 млн лет (с учетом его максимальной мощности 1100 м и скорости осадконакопления 40 м/млн лет). Суммируя вычисленные значения, получаем верхнемеловой возраст (67–71 млн лет) пород в кровле акустического фундамента и в подошве чехла Курильской котловины.

Полученные оценки возраста пород в слоях 3 и 4 чехла, вероятно, занижены, поскольку при расчетах приняты постоянные темпы седиментации с учетом коэффициента уплотнения осадков не более 20 %. Для сравнения приведем данные по скважине ODP 795 [57], пробуренной в Центральной котловине Японского моря. В скв. 795 граница опал А – СТ расположена на глубине 325 м ниже дна и совпадает с подошвой раннеплиоценовых пород (возраст которых, по современным представлениям, около 5.3 млн лет), следовательно, осадконакопление в плиоцене–плейстоцене осуществлялось со скоростью 61 м/млн лет. Подошва самых древних пород, возраст которых, по материалам диатомового анализа, около 14.3 млн лет, находится на глубине 645 м ниже дна; средняя скорость осадконакопления в среднем и позднемиоцене равняется 35.5 м/млн лет. Видим, что снижение скорости осадконакопления в миоценовых породах составляет более 41% по сравнению с перекрывающими отложениями. Таким образом, параметры темпов осадконакопления, принятые нами для Курильской котловины, не противоречат данным глубоководного бурения в Центральной котловине Японского моря, которая характеризуется сходными с Курильской котловиной условиями седиментации.

Возрастные характеристики слоев чехла Курильской котловины, несмотря на некоторую условность их абсолютных значений, получены с использованием обширной базы экспериментальных геолого-геофизических данных и являются достоверными на уровне подразделов стратиграфической шкалы. Оценки возраста пород в подошве чехла не противоречат региональным геологическим данным. Например, в [30, 37] отмечено наличие неметаморфизованных осадочных пород мелового возраста в обнажениях Сахалина и островов Малой Курильской гряды, а также в разрезах Западно-Сахалинского и Западно-Камчатского прогибов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основой для публикуемой скоростной модели верхней части разреза Курильской котловины являются результаты анализа и интерпретации кондиционных сейсмических материалов, полученных на опорном профиле 2-ДВ-М. Чехол аппроксимирован

четырёхслойной толщей, в которой максимальная пластовая скорость составляет 3.5 км/с. Максимальную мощность, около 3 км, отложения чехла имеют на юге и в юго-западной части котловины. В кровле акустического фундамента выделен слой с пластовой скоростью 4.1–4.3 км/с, перекрывающий горизонт с граничной скоростью 5.5–5.6 км/с. Параметры скоростной модели приведены в таблице. Здесь же помещены данные по реперным границам и возрастам отложений слоев разреза. Рассмотрим особенности временных сейсмических разрезов Курильской котловины с учетом данных таблицы.

Поверхность акустического фундамента сложно расчленена (рис. 2, 3, 5, 8, 9). Рельеф фундамента сформировался в результате тектонических дислокаций и вулканических процессов. Наиболее многочисленны вулканические сооружения в прикурильской части котловины, но они установлены и в пределах ее северо-восточной и северной частей (рис. 4, 6). Перепады глубин кровли АФ в абиссальной части котловины достигают 1.5 км (рис. 9), а с учетом возвышающихся над дном вулканических построек – более 2.5 км (рис. 4Б). Аномалии магнитного и гравитационного полей, как правило, не коррелируются с рельефом акустического фундамента [16, 45]; этот вывод наглядно иллюстрируют экспериментальные геофизические материалы, полученные на профиле G26_45 (рис. 9).

Разрывные нарушения многочисленны и уверенно фиксируются на склоне возвышенности Академии Наук. В абиссальной части котловины имеющиеся материалы не позволяют говорить о преобладающей ориентировке каких-либо морфоструктурных элементов АФ. Например, по материалам сейсмической съемки 26-го рейса НИС «Профессор Гагаринский», в работе [1] сделана попытка выделения линейного поднятия поверхности АФ, которое интерпретировано в качестве спредингового хребта. Предполагаемая ось хребта, по мнению авторов этой работы, ориентирована вкрест простирания котловины и проходит через наиболее взброшенный блок АФ на профиле 45. Морфологию этого блока иллюстрирует рис. 9А

(блок расположен в северо-восточной части профиля G26_45). Однако взброшенные блоки АФ с симметричным (относительно центра) рельефом фиксируются на многих других профилях: например, блок в ЮЗ части профиля Lv42_01 (рисунок 3Б) или блок в районе пикета 1382 профиля 2-ДВ-М (рис. 2). По акустическому облику и скоростным параметрам акустический фундамент Курильской котловины соответствует вулканитам 2 слоя земной коры северо-западной котловины Тихого океана [47, 51].

Базальный слой чехла (слой 4) выявлен только в абиссальной части котловины при общей мощности осадочных отложений более 1.5 км (например, южнее пикета 1310 профиля 2-ДВ-М). Слой 4 представляет собой толщу, состоящую из нескольких хорошо выраженных в волновом поле горизонтов, отложениями которых местами захоронен первичный рельеф АФ. Эта толща подверглась постседиментационным дизъюнктивным дислокациям, наиболее интенсивным в центральной и южной частях котловины, в результате которых сформировался ее псевдоскладчатый облик. Кровля слоя 4 (граница R1) в целом полого погружается с севера на юг; общая глубина погружения около 650 м. Выклинивание слоя 4 происходит на выступах АФ, к которым он прислоняется по типу подошвенного налегания (рис. 2). Аналогичные выводы относительно базальной толщи чехла Курильской котловины, основанные на анализе материалов ОГТ, сделаны в работах [3, 50]. Таким образом, в маастрихте–среднем эоцене в пределах абиссальной части Курильской котловины существовал обширный, изолированный от океана осадочный бассейн. Обсуждение причин и механизма образования этого бассейна выходит за рамки данной статьи. Отметим только, что в северо-западной котловине Тихого океана одновозрастные со слоем 4 осадочные отложения отсутствуют (возможно, кроме маломощного базального горизонта предположительно меловых кремней) [24]. Граница R1 маркирует среднеэоценовый перерыв осадконакопления, обусловленный окончанием первого седиментационного цикла, установленного в осадочных разрезах северо-западного обрамления Тихого океана [10].

Таблица.

Структурное подразделение	Слой	V_p , км/с	Мощность, км	Возраст	Реперные границы
Чехол	1	1.6–1.7	0.4–0.6	N_1^3-Q	BSR
	2	2.1	0.2–0.6	$P_3^2-N_1^3$	R2, R3
	3	2.4–2.7	0.5–0.8	$P_2^2-P_3^2$	R1, R2
	4	3.2–3.5	0.0–1.1	$K_2m-P_2^2$	кровля АФ, R1
Акустический фундамент	5	4.1–4.3	0.9–1.1	K_2	кровля АФ
	6	$V_T = 5.5-5.6$	-	?	-

Накопление слоя 3 происходило в условиях общего погружения бассейна при опережающем углублении его абиссальной части. Эти отложения перекрывают базальный горизонт чехла (и акустический фундамент на склоне) по типу подошвенного налегания (рис. 2). Уже в олигоцене погружение котловины составило не менее 1 км и она сформировалась в современных границах с достаточно крутыми бортами. Этот факт иллюстрируют рисунки 2, 3А, 7, на которых хорошо видны оползневые осадочные отложения слоя 2 у подножия палеосклонов возвышенности Академии наук и Большой Курильской гряды. Отчетливые угловые несогласия выше границы R1 в абиссальной части котловины не установлены, а на склонах структура отложений нарушена конседиментационными и постседиментационными оползневыми явлениями. В целом слои 3, 2 и 1 залегают субгоризонтально, однако на некоторых профилях зафиксированы вулканические сооружения, прорывающие отложения чехла, либо деформирующие их первичную структуру (рис. 2, 4).

Формирование слоев 3 и 2 чехла происходило за счет терригенного материала, сносимого с окружающей суши (в том числе с возвышенности Академии наук и с Курильской гряды), биогенного кремнезема и вулканокластики. Структурные особенности разрезов свидетельствуют об увеличении доли вулканогенного материала в периферийных частях котловины. Это подтверждается обнаружением значительного количества пирокластического вещества на склоне возвышенности Академии наук [7]. В абиссальной части котловины расшифровку структуры слоев 2 и 3 чехла осложняет мутность этой части разреза, однако границы R2 и R3 уверенно идентифицируются на большинстве профилей МОВ. Особенности рельефа этих границ (рис. 3Б) свидетельствуют о тектонической активизации в позднем олигоцене и позднем миоцене. Имеющиеся сейсмические материалы не подтверждают наличия регионального размыва среднемиоценовых отложений, который обосновывается в [34] по материалам драгирования пород чехла на склонах Курильской котловины и, по мнению авторов этой работы, объясняется тектонической перестройкой в среднем-позднем миоцене, приведшей к формированию современного структурного плана котловины. Однако, как было показано выше, близкий к современному структурный план Курильской котловины сформировался уже в олигоцене, а в разрезе миоценовых отложений (слой 2 чехла) отсутствуют резкие протяженные сейсмические границы, которые могли бы маркировать предполагаемый среднемиоценовый перерыв осадконакопления.

Позднемиоценовые–четвертичные отложения стратифицированной толщи (слой 1) накапливались

в условиях общего погружения дна. На севере это привело к опусканию возвышенности Академии наук ниже уровня моря на 1000 и более метров. Но некоторые участки Курильской гряды не погружались, либо были повторно выведены над уровнем моря. Так в пределах Малой гряды обнажаются позднемиоценовые (кампан–маастрихт) вулканогенно-осадочные образования [23], а на островах Большой гряды наряду с олигоцен(?)–среднемиоценовыми вулканогенно-осадочными и интрузивными породами парамуширского комплекса, которые формировались в мелководных условиях, известны средне-верхнемиоценовые осадочные породы итурупского комплекса, относящиеся к кремнисто-диатомитовой флишевой формации [30]. Отложения слоя 1 формировались в батиальных условиях при активном влиянии эксплозивного вулканизма [34]. При этом основным источником обломочного материала являлась Курильская дуга: оползневые отложения внутри слоя 1 хорошо выражены на временных разрезах в прикурильской части котловины, а глубина моря увеличивается с удалением от островной гряды (рис. 2).

Скоростные характеристики верхней части разреза Курильской котловины близки к параметрам разновозрастных толщ в глубоководных котловинах западной части Тихого океана [52, 53, 56, 57]. Акустический фундамент в абиссальной части котловины сложен, вероятно, вулканитами основного состава, скорости в которых соответствуют таковым во втором слое океанической земной коры. Однако по геохимическим характеристикам кайнозойские и мезозойские вулканиты Охотского моря в целом (в том числе Курильской котловины и ее обрамления) существенно отличаются от океанических толеитов и щелочных базальтов подводных гор и гайотов Тихого океана [2, 14, 15, 33]. Кроме того, земная кора Охотского моря, за исключением Курильской котловины, относится к субконтинентальному типу [28, 32], а основным источником терригенного материала при формировании чехла служили блоки коры с развитым гранитно-метаморфическим слоем [21, 34]. Эти факты указывают на несостоятельность гипотезы [6], согласно которой Охотоморская плита рассматривается в качестве древнего океанического вулканического плато.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатом комплексного анализа геолого-геофизических данных явилось построение скоростной модели для верхней части земной коры Курильской котловины Охотского моря (табл.). Максимальная мощность осадочных отложений в котловине около 3000 м. В составе осадочного чехла выделено четыре слоя, которые соответствуют рыхлым отложениям

(верхний слой) и породам разной степени литификации. Нижний слой чехла выклинивается вблизи подножия склонов котловины, нигде не выходит на дно и не доступен для драгирования. Акустический фундамент Курильской котловины по скоростным параметрам соответствует второму океаническому слою и, вероятно, сложен вулканитами основного состава.

Материалы геологического опробования верхней части чехла использованы для стратиграфической привязки реперных сейсмических границ R3 и R2 и вычисления скоростей осадконакопления в неогене–плейстоцене. Максимальные скорости осадконакопления установлены для плейстоценовых отложений (80–100 м/млн лет); для плиоцена получено значение 51–63 м/млн лет, а среднее значение для неогена–плейстоцена – 50 м/млн лет. Возраст нижних слоев чехла определен, в предположении постоянства темпов седиментации и с учетом уплотнения осадков, как среднеэоценовый–позднеолигоценовый (для слоя 3 при скорости осадконакопления 40–50 м/млн лет) и позднемеловой–среднеэоценовый (для слоя 4 при скорости осадконакопления 40 м/млн лет).

Отложения чехла Курильской котловины накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины. Сейсмические границы–реперы (кровля АФ, R1, R2 и R3) маркируют несогласия, связанные с региональными фазами тектогенеза. Наиболее длительный перерыв осадконакопления фиксируется в среднем эоцене (граница R1), когда в результате тектонической активизации первичная слоистость осадков была нарушена малоамплитудными дислокациями. В позднем эоцене–олигоцене седиментация осуществлялась в спокойной тектонической обстановке, что привело к накоплению акустически прозрачной толщи слоя 3, которая может быть сопоставлена с нижней частью кремнистого комплекса Магаданской параметрической скважины.

Верхнеолигоценовый перерыв осадконакопления (граница R2) связан с тектонической активизацией на периферии котловины, приведшей к быстрому опусканию ее абиссальных участков и формированию хорошо выраженных в рельефе палеосклонов. Возвышенность Академии Наук являлась основным источником поступления осадочного материала, начиная со среднего эоцена.

После кратковременного перерыва осадконакопления в позднем миоцене (граница R3), погружение котловины ускорилось. В этот процесс была вовлечена и возвышенность Академии Наук, опустившаяся в плиоцене ниже уровня моря. Однако некоторые участки Курильской гряды не погружались либо были повторно выведены над уровнем моря. Структура и

состав плиоцен–плейстоценовых отложений свидетельствуют о седиментации на фоне эксплозивного вулканизма, преобладающем поступлении осадочного материала с Курильской гряды и высокой тектонической активности на периферии котловины, следствием которой явилось формирование на ее склонах многочисленных оползней и олистолитов.

Таким образом, имеющиеся геолого–геофизические данные указывают на существование в пределах Курильской котловины обширного осадочного бассейна уже в позднем мезозое. Этот бассейн заложился на континентальной окраине и претерпел существенные перестройки в среднем эоцене, позднем олигоцене, позднем миоцене и плейстоцене.

Автор выражает благодарность коллегам С.Н. Медведеву за помощь при интерпретации материалов МОВ РБ и ОГТ, а также В.Т. Съедину, М.Г. Валитову и А.Ю. Жуковину за консультации и обсуждение экспериментальных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Карп Б.Я. и др. Природа поднятия фундамента в Курильской котловине: сдвигающая зона или спрединговый хребет? // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 4. С. 513–516.
2. Баскина В.А., Томсон И.Н., Якушев А.И. Условия накопления раннемезозойских базальтов Дальнего Востока России – аккреция Тихоокеанских гайотов или эпиконтинентальный рифтогенез? // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 360–363.
3. Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. О возрасте Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 655–659.
4. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
5. Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
6. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
7. Вашенкова Н.Г. Кайнозойские осадочные породы северного склона Курильской глубоководной котловины (Охотское море) и условия их образования // Океанология. 2008. Т. 48, № 6. С. 918–926.
8. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.Я. и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
9. Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2012. 434 с.
10. Гладенков Ю.Б. Проявление фаз тектогенеза в кайнозое северо-западного обрамления Тихоокеана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 117–123.
11. Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн «акустического» фундамента цен-

- тральной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 2. С. 431–434.
12. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 162 с.
 13. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А. Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 37–52.
 14. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
 15. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
 16. Журавлев А.В., Протас Я.Н. Распределение мощности и особенности тектонического строения кайнозойского осадочного комплекса Охотоморского региона // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 5–14.
 17. Журавлев А.В., Баранова Н.А., Пивоваров В.Л., Хведчук И.И. Особенности строения Курильской глубоководной котловины // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 23–27.
 18. Карп Б.Я., Карнаух В.Н., Медведев С.Н. и др. Структура осадочного чехла и акустического фундамента Курильской котловины // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 165–180.
 19. Куделькин В.В., Савицкий В.О., Карпей Т.И., Болдырева В.П. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 3–14.
 20. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 59–66.
 21. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
 22. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1:2500000. М.: ИЛОВАН, 2000. 193 с.
 23. Палечек Т.Н., Терехов Е.П., Можеровский А.В. Кампан-маастрихтские радиоларии из малокурильской свиты острова Шикотан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 76–89.
 24. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
 25. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Новая скоростная модель земной коры Курильской котловины (Охотское море) // Материалы докл. VII Всерос. симпоз. "Физика геосфер", 5–9 сентября 2011 г. С. 368–374.
 26. Прокудин В.Г. Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 78–85.
 27. Прокудин В.Г. Структура верхней части земной коры и эволюция Курильской котловины Охотского моря // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы всерос. конф. 17–20 сентября 2013 г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 191–194.
 28. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.
 29. Сваричевский А.С. Рельеф возвышенности Академии Наук СССР и его происхождение // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 28–34.
 30. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
 31. Снеговской С.С. О структуре и происхождении Курильской котловины Охотского моря // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 15–22.
 32. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
 33. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 3. С. 366–370.
 34. Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.
 35. Туезов И.К., Снеговской С.С., Красный М.Л. Рельеф и природа сейсмоакустического фундамента южной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 6. С. 1526–1529.
 36. Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря // Труды ИО АН СССР. 1957. Т. 22. С. 3–76.
 37. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, 1996. 333 с.
 38. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Науч. мир, 2010. 276 с.
 39. Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большакова Р.А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сеймостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 23–34.
 40. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 105–115.
 41. Цой И.Б., Терехов Е.П., Горвая М.Т. и др. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.
 42. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена северного Сахалина (пов. Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
 43. Baranov V.V., Reinhard Werner, Kaj A. Hoernle et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophys. 2002. V. 350. P. 63–97.
 44. Cruise report: RV Akademik M.A. Lavrentyev cruise 27. GREGORY. Geomar Report. V. 60. Kiel, 1997. 69 p.
 45. Cruise reports: KOMEX V and VI, RV Professor Gagarinsky cruise 26, MV Marshal Gelovany cruise 1. Geomar Report. V. 88. Kiel, 2000. 296 p.
 46. Cruise report: KOMEX, RV Professor Gagarinsky cruise 32. SERENADA. Geomar Report. V. 105. Kiel, 2002. 42 p.

47. Duennebieer F.K., Stephen R., Gettrust J.F. et al. Init. Reports of the DSDP. Washington. 1987. V. 88.
48. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. SO178 – KOMEX Cruise Report. Kiel, 2004. 125 p.
49. http://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names/.
50. Gnibidenko H.S., Khvedchuk I.I. The tectonics of the Okhotsk Sea // Marine Geol. 1982. V. 50. P. 155–198.
51. Heath G.R., Burele I.H. et al. Init. Reports of the DSDP. Washington, 1985. V. 86.
52. Ingle J., Suyehiro K., von Breyman M.T. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1990. V. 128. 652 p.
53. Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al. $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128, pt. 2. P. 819–836.
54. Kimura G., Tamaki K. Tectonic framework of the Kuril arc since its initiation // Formation of active ocean margins, edited by N, Nasu et al., (TerraPub), Tokyo. 1985. P. 641–676.
55. Kuramoto S., Tamaki K., Langseth M.G. et al. Can opal-A/opal-CT BSR be an indicator of the thermal structure of the Yamato Basin, Japan Sea? // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128, pt. 2. P. 1145–1156.
56. Nobes D.C., Langseth M.G., Kuramoto S. et al. Comparison and correlation of physical-property results from Japan Sea Basin and Rise Sites, Legs 127 and 128 // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128, pt. 2. P. 1275–1296.
57. Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1990. V. 127. 844 p.

Рекомендована к печати П.Г. Кулиничем

V.G. Prokudin

On the age of the cover deposits of the Kuril Basin, the Sea of Okhotsk

The velocity model of the upper Earth's crust of the Kuril Basin, the Sea of the Okhotsk, was constructed based on the seismic experimental data. Four layers were distinguished in the sedimentary cover with the maximum thickness of 3000 m. The lower layer, about 1100 m and the layer velocity of 3.2-3.5 km/s, is observed only in the abyssal part of the basin. This layer pinches out near the foot of the basin slopes. Besides, it is not found anywhere at the bottom and it is not available for dredging. The cross-section of sedimentary cover contains seismic boundaries-markers, which mark regional sedimentary breaks occurring in Middle Eocene, Late Oligocene, and Late Miocene. It is shown that a wide sedimentary basin has existed within the Kuril Basin even in the Late Mesozoic. The sediments were accumulated in an environment of syndimentary subsidence on the continental margin; where by the end of the Oligocene a paleobasin was formed, the location of boundaries of which is close to that of its present-day plan.

***Key words:* seismic data, velocity model, sedimentary cover, Sea of Okhotsk.**