

С. С. СНЕГОВСКОЙ

ОБ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

(Представлено академиком М. А. Садовским 15 IV 1970)

Глубоководные впадины дальневосточных окраинных морей служат отправной точкой при разработке различных тектонических схем. В этом свете важное значение приобретают новые данные о строении и характере осадочного чехла Южно-Охотской впадины, полученные при сейсмических исследованиях методом отраженных волн (МОВ), выполненных Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом СО АН СССР и Тихоокеанской экспедицией в 1967 г. Ниже рассмотрены материалы по профилю МОВ (вставка к рис. 1), расположенному в южной части Охотского моря близ о. Итуруп (Курильские о-ва) и совпадающему с юго-восточной частью профиля 1-М ГСЗ 1957 г. Методика исследований⁽²⁾ обеспечивала возможность непрерывного прослеживания отражающих границ и более детального изучения осадочного чехла по сравнению с ранее проводившимися в этом районе исследованиями⁽⁴⁾.

Сейсмический разрез по профилю МОВ (рис. 1) показывает, что осадочные отложения Южно-Охотской впадины подразделяются на два комплекса: верхний — слоистый и нижний, сейсмически однородный в центральной части впадины и слабослоистый в приитурупской части.

Дно глубоководной впадины представляет на сейсмическом разрезе ровную границу, залегающую на глубине 3,2—3,3 км со слабым наклоном в сторону центральной части впадины. Верхний комплекс отложений мощностью около 800 м выделяется на основании следующих признаков: большое количество (до 10—15) отражающих границ и площадок, их субгоризонтальное залегание, большая акустическая резкость и выдержанность характеристик толщи по профилю. Мощности отдельных слоев определяются равными 50—200 м.

Группа отраженных волн, соответствующая верхнему комплексу пород, регистрируется непосредственно после отражения от дна моря в интервале времени от 4,3 до 5,3 сек. Большая амплитуда и правильная форма сейсмических колебаний свидетельствует о существенном различии физических свойств отдельных пластов и об их спокойном залегании.

Определенные по годографам значения скоростей сейсмических волн для отдельных слоев варьируют от 1,3—1,5 до 2,0—2,5 км/сек. Физическая характеристика пород верхнего комплекса соответствует неуплотненным осадкам, представляющим, по-видимому, морские терригенные отложения.

У основания подводного склона о. Итуруп (рис. 1, пункты взрыва 1070—1120) горизонтальное залегание слоев верхнего комплекса нарушается двумя антиклинальными складками, максимальные углы наклона на крыльях которых достигают 20—25°. Отмечается уменьшение амплитуды складок вверх по разрезу. Так, амплитуды антиклинальных перегибов отражающих границ в районе пункта взрыва 1080 уменьшаются от 500 до 200 м (по прослеженным границам). Поднятие в районе пункта 1120 характеризуется несколько меньшими амплитудами, по-видимому, потому, что здесь прослежены лишь границы верхней части рас-

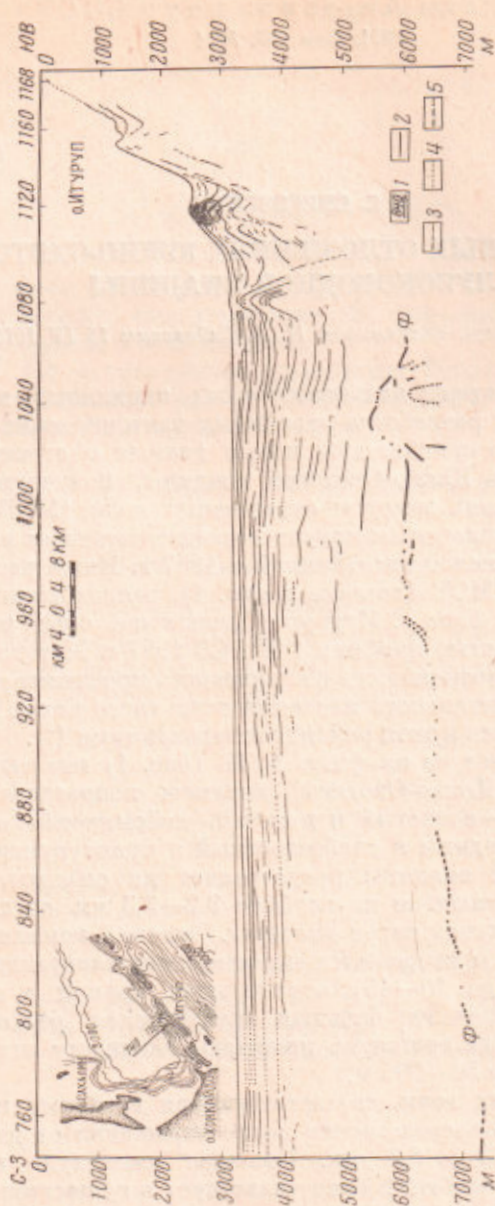


Рис. 1. Сейсмический разрез по профилю МОВ. На вставке показано расположение профиля и номера конечных пунктов взрыва (тонкие линии изображают изобаты). 1 — номер пункта взрыва; 2—5 — отражающие границы и площадки; 2 — надежное построение, 3 — неуверенное построение, 4 — предполагаемое положение, 5 — основание осадочных отложений

смаатриваемого комплекса. В рельефе дна моря выражены оба поднятия: их амплитуды, соответственно, равны около 40 и 100 м.

Прогиб между поднятиями почти полностью заполнен осадками. Мощности слоев здесь возрастают в несколько раз по сравнению с остальной частью профиля. Однако проследить удастся лишь самые верхние границы, так как волны от более глубоких слоев попадают в зону интерференции с волнами, отраженными от наклонных границ на прилегающих участках профиля. Прослеживаемые границы являются четкими и сейсмически гладкими.

Далее по профилю (пункты взрыва 1125—1135) наблюдается резкое выклинивание отложений верхнего комплекса, слои которого прилегают к захороненной ими части подводного склона о. Итуруп. Характер контакта свидетельствует о том, что осадки верхнего комплекса накопывались после формирования подводной части острова.

На сейсмограммах, полученных в центральной части впадины (пункты взрыва 749—940) в интервале времени от 5,3 до 7,5—7,0 сек., между первой группой волн и волной, обозначенной индексом Ф, не обнаруживается никаких отражений, которые могли бы соответствовать границам раздела внутри комплекса. С приближением к о. Итуруп, начиная с пунктов 940—950, в этом интервале времени появляются очень слабые волны, усиливающиеся далее по профилю. Правильная форма записи этих волн указывает на то, что границы являются ровными, выдержанными по профилю, и, по-видимому, связаны с нормальноосадочными отложениями, не затронутыми тектоническими нарушениями и не подвергшимися интенсивному метаморфизму. Эти границы либо разделяют слабодифференцированные по физическим свойствам части разреза, либо связаны с включениями прослоев постороннего материала в толщу однородных пород.

Определения, выполненные по годографам отраженных волн, показывают, что скорости в породах нижнего комплекса монотонно увеличиваются с глубиной от 1,8—2,0 до 2,8—3,4 км/сек, и, следовательно, эти породы могут быть отнесены к категории слабоуплотненных осадочных отложений. Этот вывод подтверждается и фактом прослеживания границы Ф, подстилающей нижний комплекс пород. При наличии в разрезе плотных метаморфических пород, вызывающих значительное рассеивание сейсмической энергии, выявление более глубокой границы (при малых зарядах в.в.) вряд ли оказалось бы возможным.

Мощность нижнего комплекса котловины уменьшается с подъемом подстилающей границы в юго-восточном направлении от 3,2 до 2,0 км.

Волны, соответствующие нижней границе раздела (индекс Ф), характеризуются неустойчивостью формы записи и интенсивности. Изломы осей синфазности, непараллельность фаз, резкое изменение амплитуды и длительности записи позволяют рассматривать границу Ф как поверхность сложнопостроенного комплекса пород. Несмотря на вариации амплитуды, обнаруживается тенденция к уменьшению интенсивности в северо-западном направлении. Вероятно, это вызвано увеличением степени поглощения волн вследствие возрастания мощности разреза.

Сопоставление (с соответствующим пересчетом) времени регистрации волн на пункте взрыва при наблюдениях МОВ и ГСЗ позволяет идентифицировать границу Ф с поверхностью «базальтового» слоя ($V_r = 6,7$ км/сек). Оба метода указывают на одинаковый характер наклона границы, но в определении глубины залегания существует расхождение на величину около 1,5—2,0 км. Более глубокое залегание отмечается на разрезе ГСЗ. Причина расхождения заключается, по-видимому, не в различной природе границ, а в различных способах определения скоростных параметров разреза и связанным с этим характером погрешностей. Скорость, определяемая по годографам отраженных волн, при некоторой интерполяции до границы Ф достигает значения 2,2—2,4 км/сек. При построении сейсмического разреза ГСЗ скорость в осадочном слое принималась равной 3,0 км/сек⁽⁴⁾. При этом отмечалось ((⁴), стр. 195), что в связи с определением скорости по первым точкам годографов даже значения 2,7—3,0 км/сек являются завышенными. Учитывая это замечание, можно полагать, что данные МОВ больше соответствуют истинным параметрам разреза и не опровергаются результатами ГСЗ.

Характер сейсмического разреза МОВ (рис. 1) отчетливо указывает на отсутствие складкообразовательных движений в пределах Южно-Охотской глубоководной впадины в период формирования всей осадочной толщи.

Образование антиклинальных складок, обнаруженных на участке профиля, примыкающем к подводному склону о. Итуруп, по-видимому, связано с процессами развития структуры Курильской островной дуги. Весьма вероятным механизмом складкообразования представляется смятие осадков воздымающейся структурой острова, которая в нижней части

имеет более широкое сечение и потому вовлекает прилегающие участки либо в вертикальные перемещения, либо выполняет по отношению к ним роль клина.

Конседиментационный характер складчатости свидетельствует об унаследованности тектонических движений, по крайней мере, в течение накопления осадков верхнего комплекса. Это обстоятельство больше отвечает представлению о длительном становлении геоантиклинальной морфоструктуры Большой Курильской гряды, которое имело место на протяжении олигоцен (?) — четвертичной истории ее развития (5).

По-видимому, на поздних этапах этого периода откладывались породы верхнего комплекса Южно-Охотской впадины, примыкающие к склону о. Итуруи. Неоднократные изменения тектонического режима, интенсивная эффузивная и вулканическая деятельность, проявившиеся в этот период (3), обусловили резкую послойную дифференцированность этого комплекса.

Проявление складчатости в рельефе дна моря (рис. 1, пункты 1070—1120) служит подтверждением мнения большинства исследователей ((1, 5) и др.) об интенсивном поднятии Большой Курильской гряды или ее отдельных частей на последних этапах развития.

Сейсмогеологическая характеристика нижнего комплекса пород Южно-Охотской впадины — отсутствие признаков складчатости и метаморфизма, сравнительно низкие значения скорости сейсмических волн, большие мощности однородного, акустически прозрачного материала — указывает на глубоководные условия формирования отложений и удаленность от источников сноса поступавшего материала. Отсутствие резкой отражающей границы между двумя комплексами отложений позволяет предполагать, что процесс осадконакопления во впадине протекал непрерывно в течение формирования всей осадочной толщи.

Автор выражает глубокую признательность Л. М. Радецкой и Е. Г. Палий, оказавшим большую помощь в обработке материалов МОВ и Г. С. Гнибиденко за ценные замечания, высказанные при просмотре настоящей рукописи.

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт Сибирского отделения Академии наук СССР Новоалександровск, Сахалинск. обл.	Поступило 8 IV 1970
--	------------------------

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. В. Горячев, Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны, М., 1966. ² А. П. Милашин, С. С. Снеговской, И. К. Тузов, ДАН, 183, № 5, 1060 (1968). ³ К. Ф. Сергеев, Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов, М., 1966. ⁴ Строение земной коры в области перехода от азиатского материка к Тихому океану, М., 1964. ⁵ Г. И. Худяков, Сборн. Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, 2, Новосибирск, 1968. стр. 297.