

Б. Я. Карп, В. Г. Прокудин

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ВОЗВЫШЕННОСТИ ШАТСКОГО ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Южный и центральный массивы возвышенности Шатского изучены сейсмическими методами НСП и МПВ. Сеймостратиграфический анализ полученных данных позволил выделить в разрезе осадочных отложений сейсмические комплексы, разделенные поверхностями несогласий. Определены скорости продольных и поперечных волн в осадочной толще южного массива, проведены привязка сейсмокомплексов к скважинам глубоководного бурения и их геологическая интер-

претация. Формирование осадочного чехла началось не позднее ранней юры и происходило, по крайней мере, в четыре этапа: базальные юрско-меловые отложения с пластовой скоростью 3,2 км/с, не вскрытые скважинами; известково-кремнистые осадки готерив-сеноманского возраста с пластовой скоростью 2,2 км/с; турон-эоценовые известковистые осадки и миоценово-плейстоценовые напциолы с пластовой скоростью 1,65 км/с.

Возвышенность Шатского расположена в пределах Северо-Западной глубоководной котловины Тихого океана и представляет собой поднятие океанского дна, вытянутое с юго-запада на северо-восток и состоящее из трех крупных массивов: южного, центрального и северного. По современным представлениям возвышенность относится к структурам, называемым океаническими плато. Эти структуры отличаются от окружающих их океанических котловин по своим геолого-геофизическим характеристикам. В частности, земная кора океанических плато имеет повышенную мощность, и в ее низах обычно присутствует слой со скоростью продольных волн, большей 7,0 км/с [6, 17].

Наибольший объем сейсмических данных о строении земной коры возвышенности Шатского получен на южном массиве. Здесь проведены работы методом преломленных волн (МПВ) с помощью двух судов [9] и донных сейсмических станций (ДСС) [11]. В качестве источников волн в этих работах использованы взрывы. Земная кора сложена осадочным (1), промежуточным (2) и океаническим (3) слоями. На профилях, пересекающих южную оконечность массива, слои 2 и 3 представлены каждый двумя толщами (2А, 2В и 3А, 3В) [9]. На профиле, располагающемся на севере массива, слой 2 на толще не разделяется, а слой 3 также представлен двумя толщами. Мощность земной коры под южным массивом больше 26 км [11].

Работами методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) установлено, что на вер-

шинной поверхности южного массива осадочный чехол сложен тремя акустически прозрачными и тремя непрозрачными толщами [1, 9, 10, 13, 14]. Мощность осадков достигает здесь 1 км, и они в основном сосредоточены в линзовидном теле, охватывающем с юга и востока сводовую гряду фундамента субмеридионального простирания. На центральном массиве осадки также в основном сосредоточены в осадочных телах, приуроченных к вершинной поверхности [5].

Экспедиции Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в 6-м и 16-м рейсах НИС «Профессор Богоров» (1979 и 1983 гг.) провели сейсмические исследования в пределах южного и центрального массивов возвышенности Шатского. На южном массиве выполнены работы НСП и МПВ с ДСС и пневматическими источниками, на центральном массиве — работы НСП (рис. 1). Результаты работ МПВ частично опубликованы [3]. В настоящей статье рассматриваются данные интерпретации сейсмограмм НСП и некоторые не описанные ранее результаты интерпретации материалов МПВ.

Непрерывное сейсмопрофилирование на южном массиве проведено с помощью пневмоисточника ПИ-1В объемом 2,5 дм³ при скорости судна 15 км/ч. Сейсмические сигналы зарегистрированы в аналоговом виде на регистраторе ФАК-П в частотном диапазоне 30 — 125 Гц, вертикальный масштаб записи 23 см·с⁻¹, горизонтальный — 0,66 км·см⁻¹. При таких параметрах регистрации оказалось возможным выделять на записях поверхности несогласий и

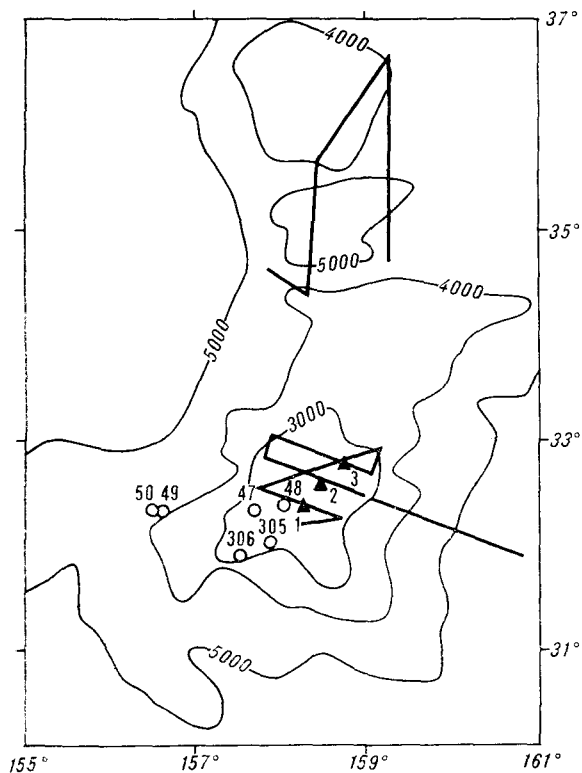


Рис. 1. Схема расположения профилей НСП на южном и центральном массивах и местоположение ДСС.

Сплошные линии — профили НСП, треугольники с цифрой — ДСС, кружки с цифрой — скважины глубоководного бурения, линии с цифрами — изобаты.

прослеживать на значительные расстояния основные отражающие границы. При обработке сейсмограмм НСП использованы методы сеймостратиграфического анализа [4] для отложений шельфа и материкового склона. Возможность применения этих методов при интерпретации данных НСП, полученных в зоне глубоководных пелагических осадков (возвышенность Хесса), показана в [18]. Сеймостратиграфический анализ проводился в несколько последовательных этапов, включающих выделение и прослеживание по площади поверхностей несогласий и сеймостратиграфических комплексов, выделение сеймофаций внутри комплексов, привязку выделенных комплексов к скважинам глубоководного бурения, геологическую интерпретацию сеймостратиграфических единиц. При этом использована терминология, предложенная в [4].

Работы НСП на центральном массиве выполнены пневмоисточником «Импульс-1» объемом 3 дм³ при скорости судна 21,2 км/ч. Частотный диапазон регистрации 25 — 100 Гц, вертикальный масштаб записи на самописце ФАК-П 4,6 см · с⁻¹, горизонтальный — 1,13 км · см⁻¹. Такое сжатие вертикального масштаба не позволяет проводить сеймостратиграфический ана-

лиз в сейсмологических условиях, характерных для возвышенности Шатского. В связи с этим при обработке и интерпретации сейсмограмм НСП, полученных на центральном массиве, мы ограничились только выделением акустических толщ по общему характеру сейсмической записи.

Толща, выделяемая на сейсмограммах НСП, зарегистрированных на южном массиве возвышенности Шатского, состоит из четырех сейсмических комплексов, разделенных поверхностями несогласий или их латеральными эквивалентами. Самый верхний сейсмический комплекс А (КА) представлен довольно резкими параллельными и расходящимися отражающими границами, местами они переходят в сигмовидные границы (рис. 2). С кровлей комплекса (морским дном) границы образуют прилегание, иногда наблюдается эрозионный срез. У подошвы КА регистрируется несогласие в виде прилегания и налегания. Местами комплекс образует брахиформные складки. На крайнем юге полигона отложения КА полностью размыты. Мощность комплекса 0,12—0,18 с.

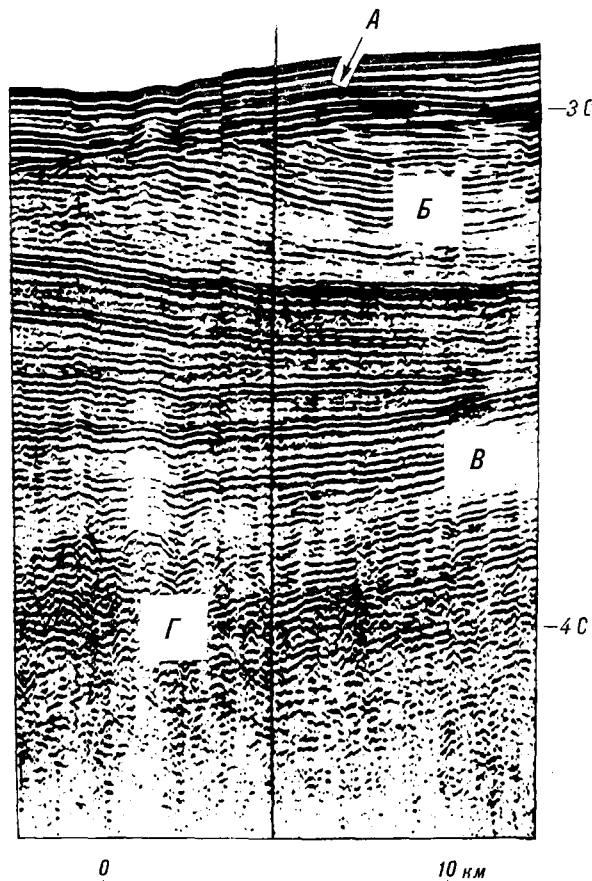


Рис. 2. Пример временного разреза НСП, иллюстрирующего соотношение поверхностей несогласий и отражающих границ. Буквами обозначены сеймокомплексы.

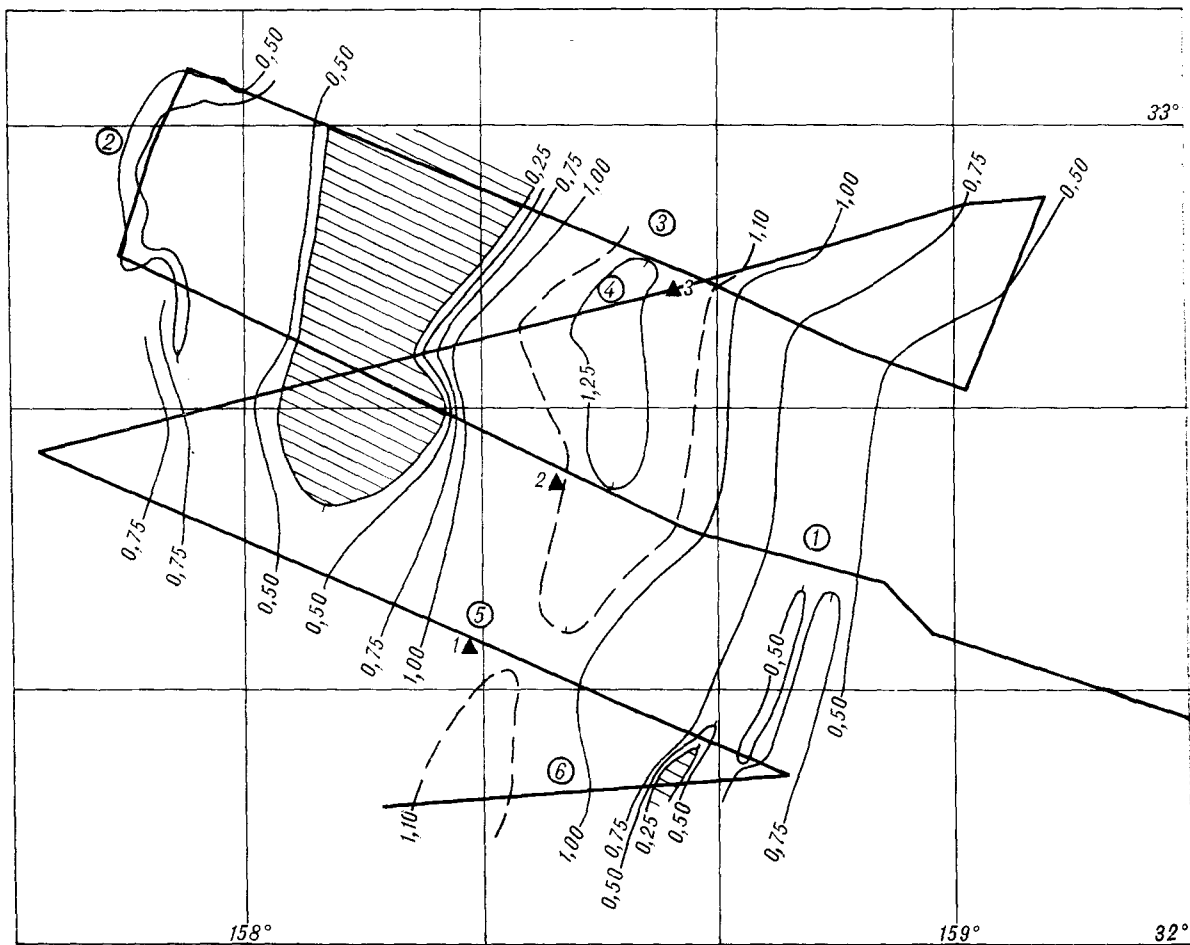


Рис. 3. Схема распределения суммарной мощности сейсмокомплексов на южном массиве. Изолинии оцифрованы в двойном времени отражений (С), цифры в кругах — номера галсов, треугольники с цифрами — ДСС, прямые линии — галсы НСП; заштрихованы области с мощностью, меньшей 0,25 с.

Залегающий ниже по разрезу комплекс В (КВ) характеризуется параллельной и расходящейся слоистостью, встречается и сигмовидно-косослоистый рисунок отражений. В кровле и подошве комплекса наблюдаются несогласия в виде прилегания и налегания и эрозионный срез (см. рис. 2). В некоторых местах комплекс сильно размывает еще до отложения пород КА. На юге полигона комплекс полностью отсутствует. Мощность широко варьирует от 0 до 0,36 с.

Третий комплекс (В) сложен хорошо выраженными по сравнению с КВ отражающими границами. Внутри его имеет место параллельная и расходящаяся слоистость (см. рис. 2). В районе подножия топографического поднятия наблюдаются холмистые фации. В кровле и подошве КВ отмечаются несогласия в виде прилегания, переходящего местами в эрозионный срез. В понижениях кровли нижележащих толщ породы комплекса В образуют формы заполнения, на поднятиях кровли — формы обле-

пания. Мощность комплекса изменяется от 0,12 до 0,64 с.

Нижний комплекс разреза (Г) выделяется поверхностями несогласий, с которыми границы внутри комплекса образуют в кровле формы прилегания и налегания. Комплекс характеризуется в основном фациями сигмовидных, холмистых и хаотических отражений, которые кое-где переходят в фации параллельных и расходящихся отражений. Мощность комплекса 0,16—0,32 с.

Распределение суммарной мощности четырех сеймостратиграфических комплексов на площади полигона приведено на схеме (рис. 3). Субмеридиональной зоной малой мощности, совпадающей с поднятием морского дна, полигон разделяется на две части — восточную и западную. Восточная часть — область развития больших мощностей осадков (более 1,2 с), сосредоточенных главным образом в линейно вытянутом осадочном теле. Восточная оконечность полигона совпадает со склоном вершинной

поверхности южного массива. Здесь мощность покрова плавню уменьшается до 0,5 с за счет выклинивания отложений комплекса Б, затем, по мере увеличения глубины моря, — отложений комплексов Б и В. Западная часть полигона характеризуется относительно небольшими значениями мощностей (в основном 0,5—0,7 с) и расчлененным рельефом морского дна. Мощности уменьшаются в основном за счет утонения комплексов Б и В. На крайнем северозападе полигона выделяется узкий каньон, проявляющийся в рельефе дна. На его гальве толщина осадков становится равной 0,3—0,4 с. На склонах каньона обнажаются (сверху вниз) породы комплексов Б и В, его дно сложено породами комплекса Г.

Осадочный слой, выделяемый по сейсмограммам НСП на центральном массиве, состоит из пяти акустических комплексов. Дно сложено верхним непрозрачным комплексом 1, имеющим мощность 0,12—0,19 с. Последний подстилается прозрачной толщей 2, мощность которой варьирует от 0 до 0,46 с. Ниже по разрезу залегают: непрозрачный комплекс 3 (мощность 0,12—0,15 с), акустически прозрачный комплекс 4 (мощность 0,15—0,4 с), и замыкает разрез непрозрачная, сильно стратифицированная толща 5 мощностью 0,53—0,7 с. Общая мощность осадочного слоя здесь составляет 1,15—1,17 с. При переходе от вершинной поверхности к склону впадины, разделяющей центральный и южный массивы, осадочный слой уменьшается за счет выклинивания главным образом пород комплексов 3 и 4. На склоне кровля комплекса 5 образует две ступени, которые проявляются и в рельефе дна. Как отмечалось выше, при использованном вертикальном масштабе записи в толще осадочного слоя не удастся выделить поверхность несогласий, поэтому провести сопоставление акустических комплексов, отмечаемых на центральном массиве, с сейсмическими комплексами южного массива очень сложно. Отметим лишь, что по некоторым характерным признакам комплекса 5 центрального массива можно считать аналогом комплекса Г южного массива.

СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Сейсмическими методами скорости в осадочном слое возвышенности Шатского практически не определялись. Известны измерения скоростей продольных волн (V_p) в образцах осадочных пород, поднятых при бурении скважин 305 и 306 [14]. В карбонатных илах, слагающих первые 240 м разреза скважины 305, V_p составляет 1,52—1,57 км/с. Для полукристаллических известняков из той же скважины скорость меняется в диапазоне 2,7—3,2 км/с,

для плотных кремней — в диапазоне 4,4—4,5 км/с. В известковистых порцелланитах скв. 306 V_p составляет 2,4—3,3 км/с. Интервальные скорости, рассчитанные в скважинах 305 и 306 по результатам качественной корреляции разрезов НСП и характера изменения физических свойств поднятых образцов, составляют 1,65 км/с для верхних 300 м и 2,8; 2,2 м/с для нижележащих 300 и 200 м в скважинах 305 и 306 соответственно.

Сейсмограммы, полученные на профиле МПВ с донными станциями, позволяют произвести оценку скоростей в осадочной толще. На ДСС 2 в интервале расстояния 2,5—4,5 км от станции зарегистрирована преломленная волна с кажущейся скоростью (V_k) 2,2 км/с, на ДСС 2 и 3 вслед за этой волной в интервале расстояний 4,0—5,2 км регистрируется волна с V_k 3,2 км/с. Профиль МПВ располагается в области спокойного рельефа дна (глубина дна меняется от 2,4 до 2,5 км на расстоянии 60 км) и примерно постоянной суммарной мощности сейсмокомплексов (см. рис. 3), поэтому можно предположить, что границы внутри осадочной толщи вдоль профиля практически горизонтальны и, следовательно, кажущиеся скорости совпадают с граничными. Скорость продольных волн в толще осадков, прилегающих к морскому дну, равная 1,65 км/с, рассчитана по многократным отражениям, распространяющимся в толще воды между морской поверхностью и дном, известным способом.

Таким образом, из данных МПВ следует, что осадочный слой сложен тремя толщами со скоростями продольных волн 1,65, 2,2 и 3,2 км/с, разделенными двумя преломляющими границами. Подстилаются осадки слоем со скоростью 4,0 км/с [3]. Оценка мощностей указанных толщ под донными станциями, проведенная по наблюдаемым на годографах МПВ временам t_0 , и сравнение этих мощностей, пересчитанных на время распространения по нормальному лучу, с сейсмограммами НСП в районе ДСС показывают, что толща с V_p 1,65 км/с соответствует сейсмокомплексам А, Б, с V_p 2,2 км/с — сейсмокомплексу В и, наконец, с V_p 3,2 км/с — сейсмокомплексу Г. Средняя скорость продольных волн в отложениях выше слоя 4,0 км/с при суммарной временной мощности отложенной 0,8—1,2 с составляет 2,25 км/с. Таким образом, толщина осадочного покрова в упомянутом выше осадочном теле достигает 1,35 км.

Информация, зарегистрированная на донных станциях, кроме сведений о скоростях продольных волн, дает возможность определить среднюю скорость поперечных волн в осадочном слое. На записях вертикальных сейсмоприемников всех ДСС вслед за первыми преломленными волнами регистрируется интенсивный сигнал; еще более отчетливо он выделяется на

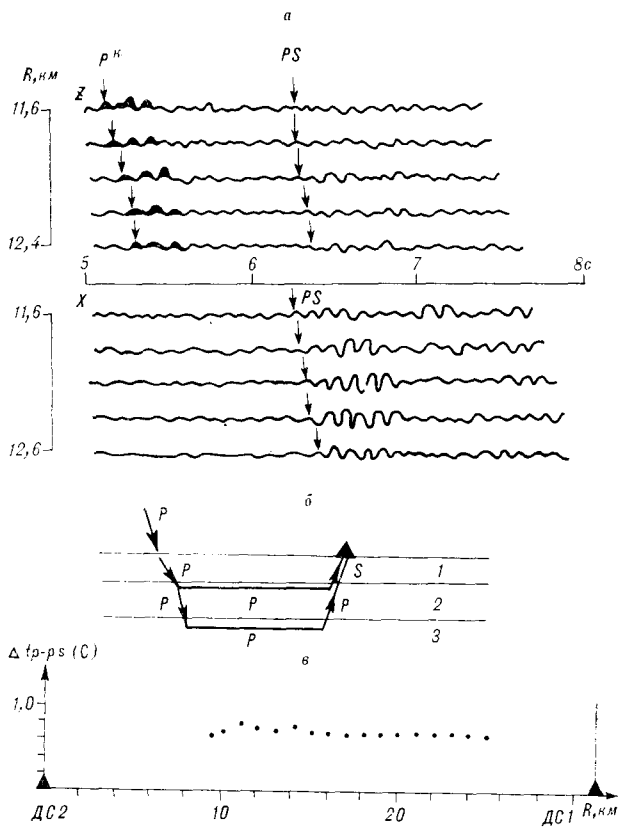


Рис. 4. Обменные волны на сейсмограммах ДСС.

a — фрагмент сейсмограмм ДСС, *Z* — вертикальный канал, *X* — горизонтальный канал, P^H — продольная волна. *PS* — обменная волна; *б* — схема лучей обменной волны *PS*; *в* — зависимость разности времен прихода волн *P* и *PS* от расстояния.

записях горизонтальных сейсмоприемников (рис. 4, *a*). Колебание, обозначенное на рис. 4, *a* символом *PS*, является обменной преломленной волной, распространяющейся как продольная вплоть до подошвы осадочного слоя. На границе осадки — фундамент она меняет свой тип и в осадочном слое распространяется как поперечная волна. Схема ее лучей приведена на рис. 4, *б*. В пользу такой трактовки природы описываемой волны говорит следующее: годограф волны практически параллелен годографу первых волн (см. рис. 4, *в*); разность времен прихода (Δt) первых волн и волны *PS* составляет 0,71 с со среднеквадратическим отклонением 0,02 с; волна в отличие от первых волн с большой амплитудой регистрируется на горизонтальном канале.

Обменные волны подобного типа нередко отмечаются при наблюдениях с трехкомпонентными ДСС в различных районах Мирового океана [7, 8, 15, 19]. Зарегистрированы они и на возвышенности Шатского [11]. В работе [20] лучевым методом выполнена оценка эффективности обмена на границах первого рода и переходных границах океанической земной коры.

Установлено, что обмен наиболее эффективен на резких границах разреза. В нормальной океанической коре этому условию лучше всего отвечает граница осадки — фундамент. Кроме того, обмен наиболее эффективен при углах падения волны между критическими углами продольных и поперечных волн. Наличие обменных волн является косвенным признаком гладкости границы в частотном диапазоне регистрации.

В скоростной модели верхней части земной коры южного массива возвышенности, полученной по данным МПВ, перечисленным условиям наилучшим образом отвечает граница между осадочной толщей со скоростью 3,2 км/с и подстилающим слоем со скоростью 4,0 км/с. Подтверждением этому служит тот факт, что волны *PS* впервые появляются на сейсмограммах с кажущейся скоростью 5,0 км/с. Отношение Пуассона и средняя скорость поперечных волн (V_s) в осадках рассчитаны по известной формуле [16]: $V_p/V_s = 1 + \Delta t/T$, где Δt — время задержки между вступлениями волн *P* и *PS*, T — одинарное время по нормальному лучу между дном моря и границей обмена. Наиболее полные годографы волны *PS* зарегистрированы по встречной системе между ДСС 1 и 2, которые расположены в области с почти постоянной временной мощностью осадочного чехла, равной 1,0 с (см. рис. 3). Для расчета принято Δt , равное 0,71 с, T , равное 0,5 с. При этих параметрах отношение скоростей составляет 2,42, отношение Пуассона 0,397, скорость поперечных волн 0,93 км/с (при средней скорости продольных волн 2,25 км/с). Полученные значения V_p/V_s и отношения Пуассона лежат между величинами, определенными для терригенных морских отложений и морских известняков и мела [12]. Осадочный чехол на южном массиве сложен в основном карбонатными осадками с прослоями мела, кремней и известняков. Следовательно, приведенные цифры, характеризующие в целом толщу мощностью порядка 1,0 км, не противоречат известным экспериментальным данным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В пределах южного массива возвышенности буровым судном (БС) «Гломар Челленджер» пройдено шесть скважин [13, 14]. Ближе всего к описанным профилям НСП располагаются скважины 47 и 48. Обе скважины вскрыли лишь верх разреза осадочного чехла. Наиболее полный разрез осадков получен в скважине 305. Поэтому, а также в связи с тем, что сейсмограммы НСП, полученные БС «Гломар Чел-

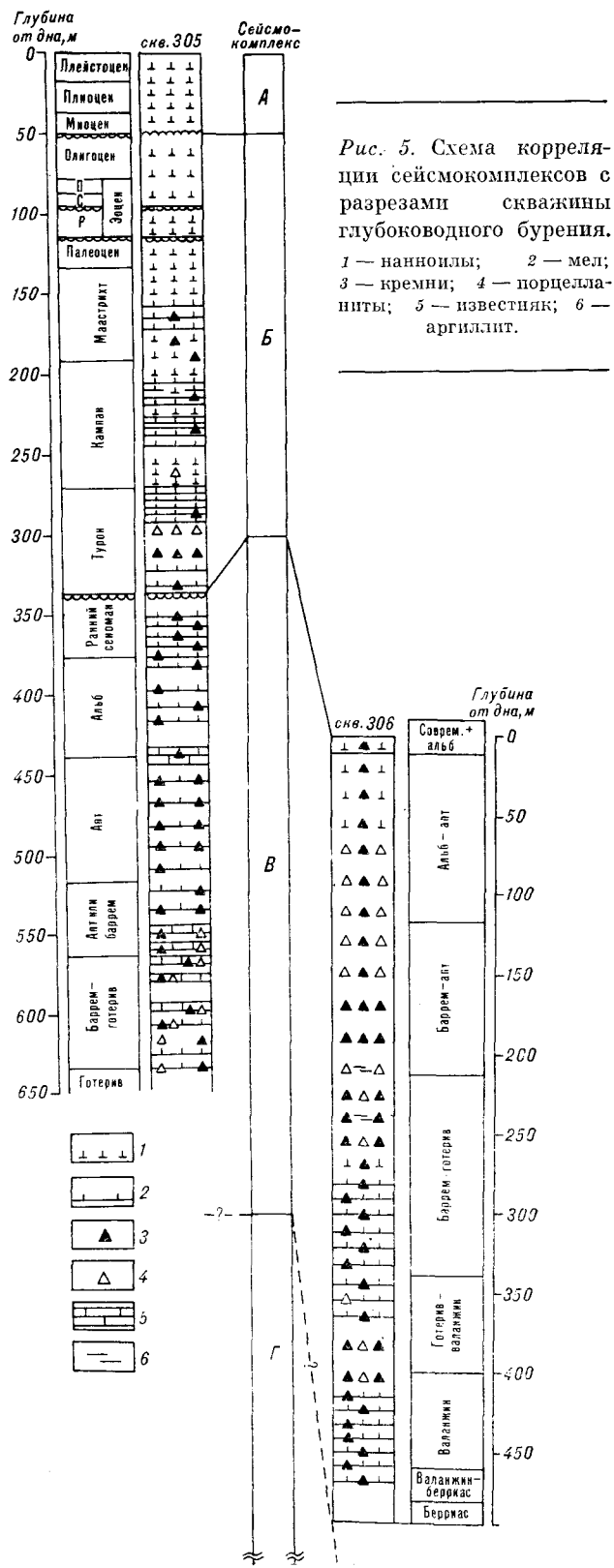
ленджер» в районе скважины [14] и нами на южной оконечности галса 6, практически идентичны (см. рис. 2, 3), геологическая привязка выделенных сейсмокомплексов осуществлена в основном по разрезу скважины 305. Кроме этого, использованы данные по скважине 306. Верхние 160 м разреза скважины 305, захватывающие временной промежуток от квартера до маастрихта, сложены фораминиферовыми наноилами; затем в разрезе появляются прослой мела и кремней (в интервале от 160 до 440 м, временной промежуток маастрихт — альб). На глубине 440 м от дна к последним добавляются прослой известняка, на глубине 540 м впервые в разрезе появляются порцелланиты, и далее до забоя скважины разрез представлен мелом с прослоями известняка, порцелланита, кремней и (местами) аргиллитов. Временной промежуток — альб — готтерив [14].

Разрез скважины 306 начинается с 9-метровой толщи наноилов с кремнями, представляющими собой смесь современных и альбского возраста осадков. Далее разрез схож с разрезом скважины 305 (начиная с глубины 380 м). Слагающие его породы представлены мелом, порцелланитом и кремнями. Временной интервал, охваченный скважиной 306, — альб — берриас [14].

Акустические толщи в осадочном слое верхней поверхности южного массива выделены [1, 9, 10] по общему характеру сейсмических записей, а не по поверхностям несогласий. В связи с этим предлагаемое нами расчленение осадков по сеймостратиграфическим комплексам и привязка комплексов к разрезам скважины отличаются от таковых в указанных работах.

Появление в разрезе осадков поверхностей несогласий, разделяющих сейсмические комплексы, как известно, вызвано или отсутствием осадконакопления в течение длительного геологического времени, или эрозивной деятельностью. Длительность перерыва, соответствующая поверхности несогласия, может быть различной, но всегда осадки, расположенные выше любого несогласия, имеют более молодой возраст, чем расположенные ниже его. Породы, составляющие сейсмический комплекс, отлагаются в течение геологического времени, определяемого возрастом верхней и нижней границ комплекса. На перечисленных положениях основывается предлагаемая ниже хростратиграфическая привязка сейсмических комплексов к разрезу скважины.

Из сейсмических данных следует, что мощность разреза осадков в районе скважины 305 составляет 760 м, в то время как при бурении пройден 641 м. Это, а также отсутствие данных о распределении сейсмических скоростей по глубине в пределах интервалов, охарактеризо-



ванных средней скоростью, и значительное расстояние между скважиной и галсами НСП затрудняют проведение строгой корреляции разрезов бурения и данных НСП. Для определения возраста выделенных сейсмокомплексов и вещественного состава входящих в них пород использованы данные по всем шести скважинам, пробуренным в пределах южного массива.

Результаты корреляции сейсмокомплексов с разрезом скважин 305 и 306 приведены на рис. 5. Возраст в основании каждого комплекса принимался равным возрасту наиболее древних осадков из всех скважин, отложенных выше поверхности несогласия. Сейсмокомплекс А хорошо коррелируется с нанноилами плейстоцен-раннемиоценового возраста из скважины 305. Таким образом, здесь возраст осадков у основания комплекса А — раннемиоценовый. В районе скважины 47 в основании комплекса А залегают илы верхнего миоцена. Перерыв в осадконакоплении между отложениями пород комплексов А и Б, вероятно, охватывает период времени от позднего эоцена до раннего миоцена. Сейсмофации параллельных отражений, наблюдаемые в основном внутри комплекса А, говорят об относительно равномерном процессе осадконакопления при стабильном или равномерно погружающемся дне. Отсутствие пород этого сейсмокомплекса на некоторых склонах вершинной поверхности массива и в каньоне на западе полигона показывает, что в настоящее время на возвышенности преобладают процессы подводной эрозии, вызванной, вероятно, придонными течениями.

Сейсмокомплекс Б соответствует турон-олигоценовому разрезу скважины 305, представленному нанноилами в верхней части и переслаиванием нанноилов, мела и кремней в нижней. В нанноилах отмечены два перерыва в осадконакоплении, включающие большую часть среднего эоцена и начало раннего эоцена. Мощностю отложений между перерывами составляет 20 м, поэтому из-за ограничений разрешающей способности сейсмического метода перерывы отдельно на сейсмограммах не выделяются. В основании комплекса Б в скважине 305 залегают кремни и мел с остатками фораминифер туронского возраста. Перерыв в осадконакоплении между отложениями комплексов Б и В, вероятно, охватывает период от раннего сеномана до раннего турона. Сигмовидная слоистость отражений внутри комплекса говорит о присутствии упорядоченных донных течений. В некоторых случаях эти течения размыли породы комплекса Б еще до начала отложения пород комплекса А. Так, в скважине 47 разрез комплекса Б начинается с пород эоценового возраста, а в скважине 48 — с пород маастрихтского возраста.

Породы сейсмокомплекса В представлены в скважинах 305 и 306 мелами, кремнями, порцелланитами и известняками. Ни одна из скважин, пробуренных на южном массиве, не достигла подошвы комплекса. Вскрытый бурением разрез комплекса В соответствует временному интервалу от готерива до раннего сеномана. Параллельная и расходящаяся слоистость, отмечающаяся внутри комплекса, указывает на меняющиеся по площади условия осадконакопления. Для одной части полигона характерен равномерный процесс осадконакопления при стабильном (или равномерно погружающемся) дне, для другой — при постепенном наклоне поверхности седиментации. Породы комплекса В образуют формы заполнения и облекания неровностей рельефа кровли нижележащего комплекса Г.

Сейсмокомплекс Г нигде на возвышенности бурением не достигнут, и поэтому его хроностратиграфическая привязка невозможна. Скважины 49 и 50 расположены у дна промоины, вскрывшей сейсмокомплекс В. Возможно, базальные осадочные слои, пробуренные в этих скважинах и содержащие позднеюрскую фауну, представляют собой породы комплекса Г.

Результаты выполненных исследований можно обобщить следующим образом. Комплексирование сейсмических методов преломленных волн и непрерывного профилирования дало возможность определить скорости продольных и поперечных волн в осадочной толще южного массива возвышенности Шатского, вычислить мощность этой толщи на исследованной площади, провести корреляцию выделенных на сейсмограммах НСП сейсмокомплексов с разрезом скважин глубоководного бурения.

Формирование осадочного чехла в пределах южного массива началось не позднее ранней юры и происходило, по крайней мере, в четыре этапа. На первом этапе на расчлененной поверхности фундамента (слой со скоростью продольных волн 4,0 км/с) накапливались осадки сейсмокомплекса Г. Отложение их началось не позднее ранней юры. Временной интервал, соответствующий комплексу Г, неизвестен. Затем наступил перерыв в осадконакоплении, зафиксированный на сейсмограммах поверхностью несогласия между комплексами Г и В. Данные о длительности перерыва также отсутствуют. Следующий этап характеризуется накоплением пород комплекса В, представленных в большей части мелами, кремнями, известняками и порцелланитами готерив-сеноманского возраста. В раннем сеномане произошел новый перерыв в осадконакоплении, возможно вызванный наступлением субаэральных условий в районе возвышенности. Эти условия существовали здесь вплоть до раннего турона, после чего начался новый цикл осадконакопления, продол-

жавшийся с перерывами на границе палеоцена и эоцена и в среднем эоцене вплоть до позднего эоцена. В это время на вершинной поверхности южного массива накапливались нанноилы, мел и кремни сейсмокомплекса Б. В период позднего эоцена до раннего миоцена в районе возвышенности вновь существовали субаэральные условия, осадки не отлагались, развитые здесь течения размывали породы комплекса Б. Последний цикл осадконакопления охватывал пе-

риод от раннего миоцена до плейстоцена, в это время здесь накопились нанноилы комплекса А.

В течение почти всего мелового и кайнозойского времени поверхность южного массива находилась выше уровня карбонатной компенсации, и здесь отлагались преимущественно карбонатные осадки. В настоящее время на вершинной поверхности преобладают процессы подводной эрозии, вызванной придонными течениями, а на склонах и растворением карбонатного материала ниже УКК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнибиденко Г. С., Красный М. Л., Лукьянов Н. П. Новые данные о структуре осадочного чехла поднятия Шатского и северо-западной части Тихого океана.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.
2. Здоровенин В. В., Шехватов Б. В. и др. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского.— ДАН СССР, 1972, т. 202, № 4.
3. Карп Б. Я., Богданова И. Ф. Результаты сейсмических исследований МПВ на возвышенности Шатского.— В кн.: Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
4. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. Ч. 1.— М.: Мир, 1982.
5. Ханкашьева Л. М. Карта распределения осадочного покрова возвышенности Шатского масштаба 1 : 2 000 000.— В кн.: Тихий океан. Геофизика, геохимия, минеральные ресурсы. Тез. докл. I Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
6. Carlson R. L., Christensen M. J., Moore R. P. Anomalous crustal structure in the ocean basins, continental fragments and ocean plateaus.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 51.
7. Cheung H. P. Y., Clowes R. M. Crustal structure from P— and S— wave analyses: ocean bottom seismometer results in the north-east Pacific.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1981, v. 65.
8. Davis E. E., Lister G. R. B., Lewis B. T. R. Seismic structure of the Juan de Fuca Ridge: ocean bottom seismometer results from the median valley.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 20.
9. Den N., Ludwig W. S. et al. Seismic refraction measurements in the North-west Pacific basin.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 6.
10. Ewing J., Ewing M., Ludwig W. S. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling.— *Geophys. Monogr. Ser.*, 1968, v. 12.
11. Gettrust J. F., Furukawa K., Kroenke L. W. Crustal structure of the Shatsky rise seismic refraction measurements.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N B10.
12. Hamilton E. L. Vp/Vs and Poisson's ration in marine sediments and rocks.— *J. Acoust. Soc. Am.*, 1979, v. 66, N 4.
13. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, D. S., U. S., Govern. Print. Office, 1971, v. 6.
14. *Ibid.*, 1975, v. 32.
15. Lewis B. T. R., McClain J. Converted shear waves as seen by ocean bottom seismometers and surface-buoys.— *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1977, v. 67, N 5.
16. Nagumo S., Kasahara S., Koresawa S. Large Poissons ration and low S— wave velocity within the Japan trench inner wall toe.— *Marine Geology*, 1980, v. 35.
17. Nur A., Ben-Avraham Z. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 80, N B5.
18. Shipley T. H., Winterer E. L., Lonsdale P. Seismic—stratigraphic analysis in the Pacific environment; the central Hess rise, Northwest Pacific.— *Marine Geology*, 1983, v. 51.
19. Spudish P., Orcutt S. Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave modeling of seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N B3.
20. White R. S., Stephen R. A. Compressional to shear wave conversion in oceanic crust.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1980, v. 63.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
17 июля 1984 г.