

УДК 551.35(262.81)

А.Г. Росляков, В.М. Сорокин, В.В. Калинин

ОБ ОСАДОЧНЫХ ВОЛНАХ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО КАСПИЯ¹

По материалам высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования в верхней части осадочной толщи западного континентального склона Среднего Каспия (интервал глубины 100–400 м) выявлены своеобразные аккумулятивные формы типа бегущей волны. По результатам изучения морфологии и внутреннего строения предложены два механизма их образования: а) за счет бокового наращивания вследствие миграции каналов стока осадочного материала, связанных с Самуром и другими реками; б) за счет потоков осадочного материала, формирующих осадочные волны.

Ключевые слова: осадочные волны, четвертичный, Каспийское море, сейсмоакустическое профилирование, осадки, осадочные потоки, континентальный склон.

By the data of highresolutional seismoacoustic profiling in top of sedimentary deposits of a western continental slope Middle Caspian Sea (at the depth 100–400 m) the peculiar accumulative forms, such as a running wave, are discovered. Results of analysis of morphology and internal constitution are proposed two models of their formation: a) by side lengthen due to migration of channels of a sedimentary flows, bound with the Samur and other rivers; b) due to currents of a sedimentary material, forming sedimentary waves.

Key words: sedimentary waves, quarternary, Caspian sea, acoustic profiling, deposits, sedimentary currents, continental slope.

Введение. В 1982 г. вдоль западного побережья Среднего Каспия от Апшеронского п-ова на юге до Махачкалы на севере сотрудиниками кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ были пройдены два региональных сейсмоакустических профиля (НСП) (рис. 1). Сейсмопрофилирование проводилось с электроискровым источником при следующих параметрах: энергия источника 650 Дж, количество электродов 4, период возбуждения 0,9 с, полоса регистрации 100–850 Гц. Выбранная методика позволила изучить разрез мощностью до 150 м с разрешением по вертикали 3–4 м.

Особый интерес представляют участки профилей, расположенные между 41°30' и 42°30' с.ш. (район г. Дербент), где временные разрезы представлены специфической записью, напоминающей по рисунку отражений “бегущую волну”. Статья посвящена интерпретации этой волновой картины и воссозданию процесса образования соответствующей осадочной толщи. Фактическим материалом помимо сейсмических разрезов служат данные пробоотбора грунтовыми трубками и результаты литологического изучения осадков, выполненного в лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ (рис. 2).

Рассматриваемый район находится на западном склоне Дербентской котловины и в геоморфологическом плане характеризуется наименьшей для Среднего Каспия шириной шельфа (10–15 км) и максимальным уклоном континентального склона (2–2,5°), а также высокой степенью расчлененности

последнего [Маев, Козлов, 1979]. В тектоническом плане этот участок акватории соответствует морскому продолжению Кусаро-Дивичинской депрессии, расположенной на внутреннем юго-западном борту Терско-Каспийского краевого прогиба и ограниченной с северо-запада Самурским разломом, а с юго-востока — фронтальным Сиазанским надвигом. По

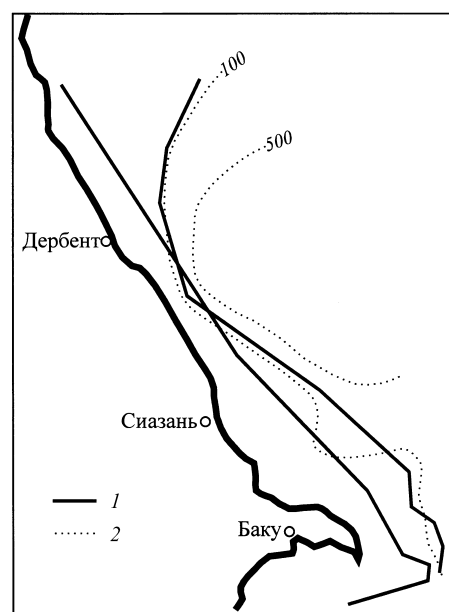


Рис. 1. Расположение профилей НСП: 1 — линии профилей, 2 — изобаты (м)

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-12046-офи).

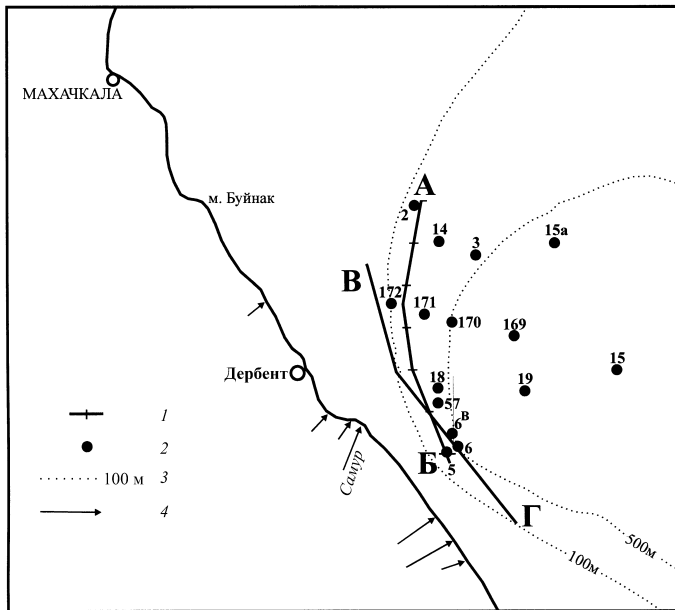


Рис. 2. Схема фактического материала: 1 — профили НСП, 2 — точки проб, 3 — изобаты (м), 4 — реки

верхнеплиоцен-четвертичным отложениям Кусаро-Дивичинская депрессия представляет собой четко выраженную наложенную мульду, интенсивно погружающуюся в восточном направлении. Мощность четвертичных отложений на суше равномерно возрастает от 0 м в западной части мульды до 500–600 м у берега моря [Лукьянова, Никифоров, 1970]. По данным геофизики и глубокого бурения под толщей полого залегающих пород верхнего кайнозоя выявляются погребенные поднятия мезозойско-кайнозойского комплекса, возможно являющиеся продолжением складчатых зон Восточного Дагестана. Несмотря на большую мощность перекрывающих отложений, погребенные структуры проявляются в строении плиоцен-четвертичного чехла (в частности в кровле пород бакинского возраста) и даже, по косвенным геоморфологическим признакам, в рельефе дневной поверхности [Мякокин, 1970], что свидетельствует о возобновлении на неотектоническом этапе локальных восходящих движений на фоне общего погружения.

В геоморфологическом плане участок суши, примыкающей к изучаемому району акватории, принадлежит Самуро-Дивичинской низменности, представляющей собой слившиеся аллювиально-пролювиальные конусы выноса, сложенные песчано-глинистыми и гравийно-галечными отложениями. Севернее Самурского разлома (р. Самур) расположены Приморская низменность и Предгорная зона Дагестана. Как с предгорий Дагестана, так и по Самуро-Дивичинской низменности к морю течет множество быстрых рек: Самур, Гюльчерычай, Кусарчай, Кудиялчай и др.

Результаты и их интерпретация. Изученные нами сейсмические профили проходят вдоль внешней зоны шельфа, выходя за его пределы на профиле АБ

и в южной части профиля ВГ, где они пересекают верхнюю часть континентального склона до глубины 250–300 м (рис. 2). На рис. 3 и 4 видно, что за бровкой шельфа (участок АБ) дно имеет сильно расчлененный рельеф с амплитудами неровностей 30–50 м. По нашему мнению, здесь профилями пересечена система подводных долин, по которым часть поставляемого реками материала выносится на континентальный склон и к его подножию, минуя узкую полосу шельфа. Непосредственно под поверхностью дна залегает толща, представленная на сейсмогентах специфической записью, напоминающей по конфигурации отражений последовательность асимметричных холмов или “бегущую волну”. Мощность этой пачки меняется от 60 м в центральной части района до 180 м на севере и до 200 м и более на юге. Увеличение мощности в южной части приурочено, очевидно, к морскому продолжению Кусаро-Дивичинской наложенной мульды, а в северной части — к осевой зоне Терско-Каспийского прогиба.

Детальное изучение конфигурации отражающих границ, характера локальных зон выклинивания и несогласий позволило воссоздать один из возможных процессов формирования этой толщи. В результате действия придонных течений, направленных здесь с севера на юг, выносимый реками материал откладывается в основном на правом (южном) борту подводной долины. В результате сам врез смещается в противоположном направлении, т.е. на север, а на правом борту все время наращивается намывной вал, причем более молодые слои в нем находятся не столько выше, сколько севернее по латерали. Со временем в результате ослабления транспортирующей силы потока в данном месте (например, при относительном повышении уровня моря) или при увеличении массы влекомого материала все большая часть осадков начинает откладываться непосредственно в русле, что

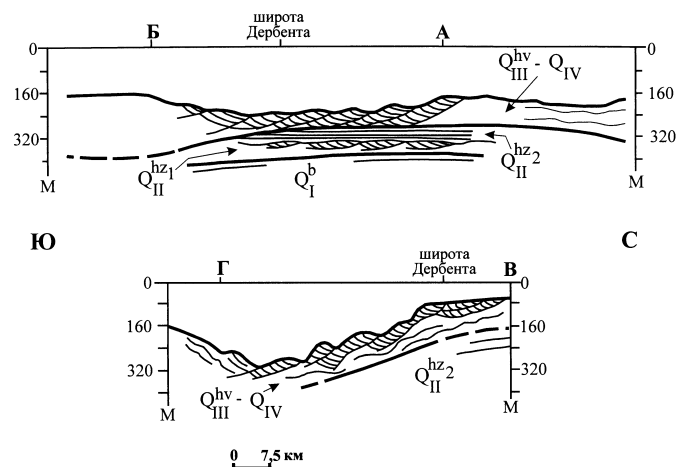


Рис. 3. Строение верхней части осадочной толщи по результатам интерпретации фрагментов профилей НСП (см. рис. 2). Диагональной штриховкой показаны изученные аккумулятивные тела. Q_I , Q_{II} , Q_{III} , Q_{IV} — бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты соответственно

Ю

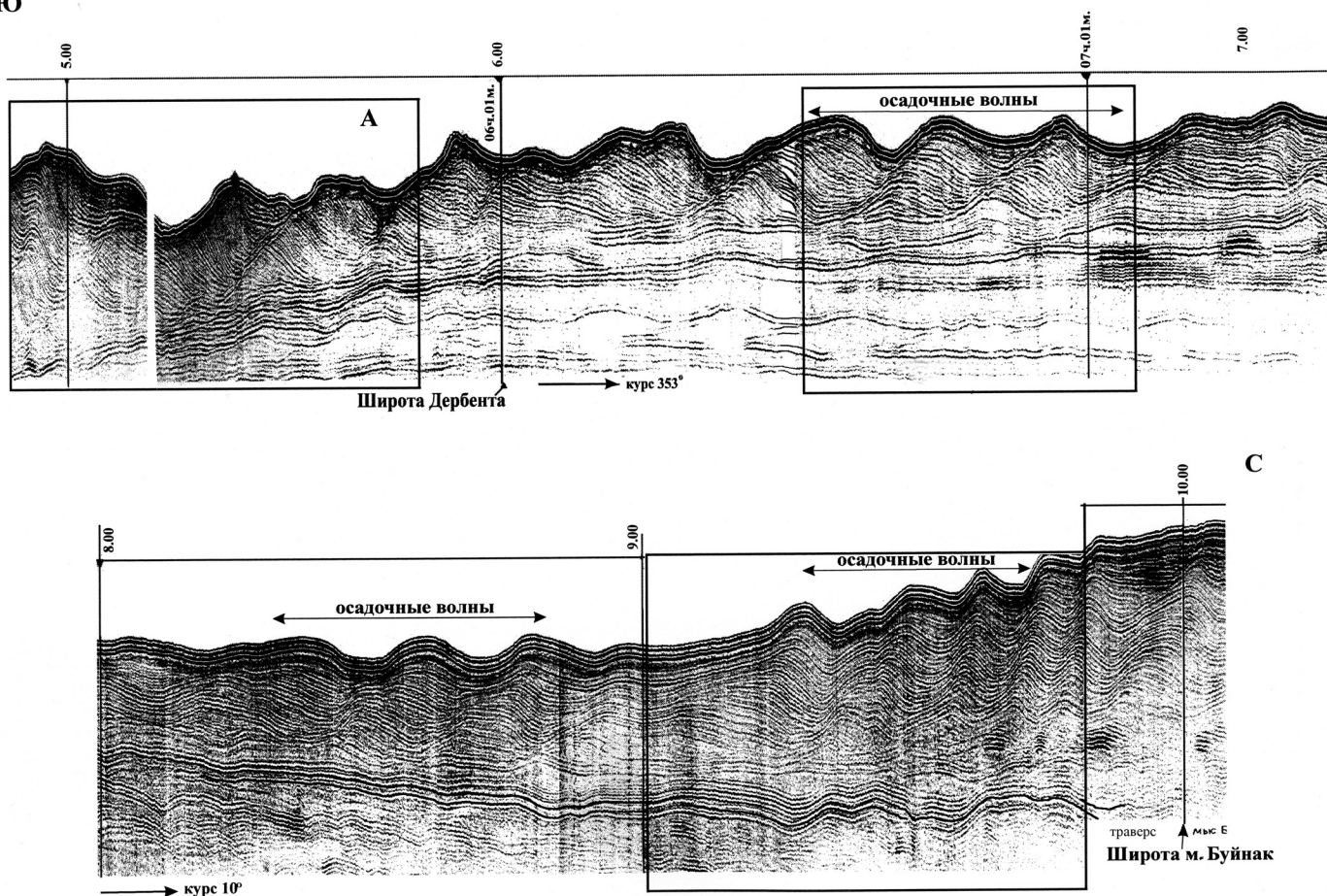


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП по линии АБ (положение профиля см. на рис. 2)

приводит к постепенному уменьшению глубины вреза и его захоронению. Этому же способствует оползание осадков с бортов долины. Оставшийся намывной вал прорезается новыми долинами, также мигрирующими на север и оставляющими после себя прирусловые валы. Последовательность вложенных друг в друга и частично размытых валов и создает наблюдаемую на сейсмопрофилях картину “бегущей волны”.

Таким образом, в результате представленного варианта интерпретации можно сказать, что на рассматриваемом участке акватории пересечено крупное аккумулятивное тело, образовавшееся в результате совместного действия нескольких факторов: 1) обильного выноса терригенного материала реками, 2) вдольберегового перемещения осадков придонными течениями с севера на юг и как следствие 3) миграции подводных врезов с юга на север.

Безусловно, важнейшая роль принадлежит и тектоническому фактору, который не только ответствен за изменение количества твердого стока, отступление и выдвигания береговой линии, но и непосредственно способствует смещению русел на север при импульсах кавказского орогенеза. Здесь уместно отметить факт перемещения на 9–10 км к северу устьевой части русла р. Самур за новокаспийское время [Мякокин, Валиев, 1971].

Скорее всего, описанный выше способ образования присущ южной части описанных сейсмоакустических профилей, расположенных южнее широты г. Дербент (рис. 4, фрагмент А). Здесь аккумулятивные тела отличаются наименее регулярным строением осадочной толщи, в которой видны поверхности несогласия, образованные эрозионными процессами на разных уровнях (как на дне, так и в толще отложений).

Подошва описанного аккумулятивного тела представлена на профилях НСП интенсивным низкочастотным отражающим горизонтом, соответствующим, очевидно, поверхности размыта. На рис. 4 хорошо видно, что нижележащие слои срезаются им с угловым несогласием. В самой нижней части представленного разреза между двумя горизонтально-слоистыми пачками фиксируется еще один слой со “складчатой” внутренней структурой, аналогичной вышеописанной, но с меньшими амплитудами валов и русел. Это свидетельствует о существовании цикличности более высокого порядка, чем периодическое заложение, миграция и отмирание отдельных врезов, а также об унаследованности развития этого участка акватории на протяжении достаточно длительного времени.

Недостаток фактических данных, прежде всего материалов морского бурения, делает затруднитель-

ной точную стратиграфическую привязку выделенных осадочных образований. Однако мы считаем, что весь изученный разрез имеет четвертичный возраст (рис. 3), причем тела (слои) со сложной внутренней геометрией отвечают регрессивным эпохам плейстоцена, а горизонтально-слоистые — трансгрессивным. Более детальную временную привязку можно дать лишь предположительно, основываясь на результатах бурения в Самуро-Дивичинской низменности, изучения колонок морских осадков и учета возможных скоростей осадконакопления. По данным бурения, выполненного Самуро-Кусарачайской гидрогеологической партией, мощность подразделений плейстоцена вблизи уреза воды (примерно на широте Худата) следующая: хвалынские отложения — 80 м, хазарские — 100, бакинские — >200 м. В 10 км к западу мощность всего плейстоцена составляет только 150 м, а еще на 10–15 км западнее он выклинивается. Резкое уменьшение мощности четвертичной толщи происходит в 6–8 км от берега и связано с высоким погребенным уступом (80–130 м), выработанным в предбакинскую регрессию [Лукьянова, Никифоров, 1970]. Если экстраполировать в море границу между хазарским и хвалынским горизонтами с сохранением угла ее наклона, установленного на суше, то она примерно совпадает по глубине с отражающим горизонтом в подошве верхнего аккумулятивного тела (на юге района, т.е. в осевой зоне Кусаро-Дивичинской мульды).

Второй вариант интерпретации заключается в том, что наблюдаемая сейсмическая запись на части профилей соответствует так называемым осадочным

волнам, образующимся на подводных склонах путем осаднения материала из многократно повторяющихся мутьевых потоков.

С конца 50-х гг. XX в. в зарубежной литературе появилось большое число публикаций, посвященных проблеме осадочных волн. По данным сейсмоакустического профилирования, гидролокации бокового обзора и отбора осадков для разных районов Мирового океана изучена их морфология, описаны особенности внутреннего строения и площадного распространения (сводка в работе [Wynn, Stow, 2002]). На основе натуральных наблюдений и моделирования предложены механизмы образования осадочных волн за счет действия донных течений и турбидитных потоков.

Осадочные волны — это крупномасштабные (обычно от нескольких десятков метров до нескольких километров в длину и от нескольких метров до десятков метров в высоту) волнообразные осадочные донные формы, которые образованы ниже потока, текущего на дне или близко к поверхности дна [Wynn, Stow, 2002]. Их обобщенная характеристика приведена в таблице. Большинство осадочных волн встречается на глубоководных конусах выноса и на континентальных склонах, подверженных воздействию контурных течений. Некоторые примеры, иллюстрирующие строение осадочных волн, приведены на рис. 5.

При распознавании осадочных волн их часто путают с образованиями, вызванными деформациями осадков типа оползней или крипа. Однако имеются признаки, позволяющие различать эти осадочные структуры [Hill et al., 1982; Kenyon et al., 1978; Lee et

Характеристика различных типов осадочных волн, по [Wynn, Stow, 2002]

Свойства	Формирующие процессы			
	Турбидные течения	Турбидные течения	Донные течения	Донные течения
Размерность осадков	Тонкозернистые (доминируют ил и алеврит)	Грубозернистые (доминируют песок и гравий)	Тонкозернистые (доминируют ил и алеврит)	Грубозернистые (доминируют песок и гравий)
Отличительные черты	Обычно на склоне 0,1–0,7°; размеры волн прогрессивно уменьшаются вниз по склону, асимметрия волн обычно уменьшается вниз по склону. Волны мигрируют вверх по склону или вверх по потоку	Гребни удлинены вкrest направления потока, могут уменьшаться в размерах на краях каналов. Морфология часто неправильная или нарушенная. Различные направления миграции. Часто ассоциируются с эрозионными размывами	Размеры и асимметрия волн уменьшаются около края волнового поля. Волны на склоне удлинены косо к склону. Большинство волн на склонах мигрирует вверх по потоку и вверх по склону. Гребни прямые или слегка извилисты	Могут возникать как прямые волны или барханы вкrest потоку. Барханы обычны там, где запасы осадка малы. Барханы мигрируют по течению. Знаки ряби показывают пик течения около гребня бархана
Обстановка	Намывные валы каналов глубоководных конусов выноса	Каньоны, каналы и устья каньонов/каналов	Осадочные наносы на дне бассейна, нижнем склоне, подножии склона	Топографические гребни, континентальный склон и др.
Длина волн	До 7 км	До 1 км, редко больше	До 10 км	До 200 м
Высота волн	До 80 м	До 10 м	До 150 м	Несколько метров
Примеры	Намывные валы глубоководных конусов Монтерей, Вар, намывные валы канала Баунти, Тойама и др.	Каньоны Вар, Стромболи, устье канала Валенсия, Канарские о-ва, конус выноса Лаврентия	Аргентинский бассейн, трог Рокуэлл, Фолклендский трог и др.	Северо-западный склон Европы, хр. Исландия–Фаре, залив Кадис и др.

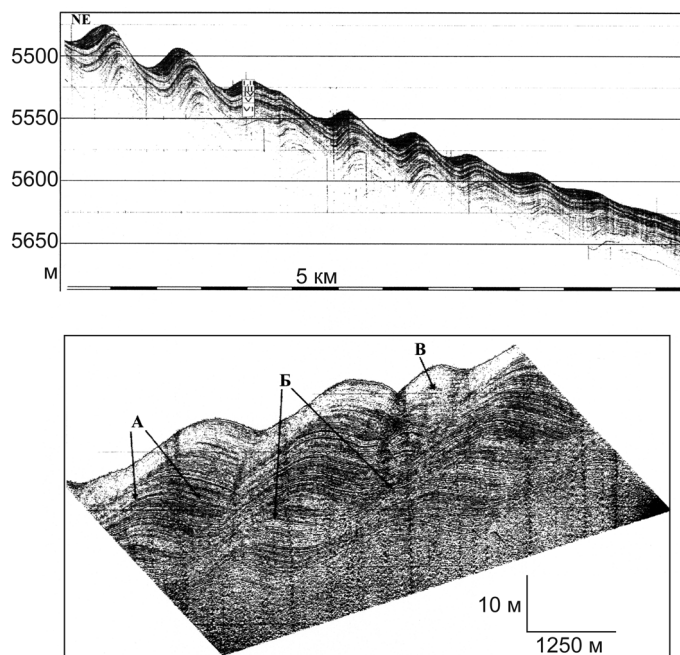


Рис. 5. Примеры осадочных волн: сверху — осадочные волны контурных течений в Аргентинской котловине [Lom-Keil et al., 2002]; внизу — главное тело оползня Гумбольдта, переинтерпретированного как осадочные волны [Lee et al., 2002]; А — слои ниже по склону тоньше, чем слои выше по склону; В — внутренние отражающие горизонты прослеживаются через смежные осадочные волны; В — волна в нижней секции сливается с волной вверх по склону

al., 2002; Wynn, Stow, 2002; Wynn et al., 2000a; Wynn et al., 2000b], а именно:

1) тонкозернистым (сформированным потоками) осадочным волнам обычно свойственна **активная миграция в направлении против основного потока**; при этом индивидуальные слои обычно более мощные на фланге, направленном вверх по течению, и более тонкие или даже эродированные на фланге, который направлен вниз по течению. Различие проявляется также в распределении материала по крупности — более грубозернистый материал концентрируется на склоне волны, обращенном вверх по течению. В складках оползания **латеральная миграция отсутствует**, и осадки на обоих флангах отдельных складок, как правило, идентичны;

2) индивидуальные рефлекторы непрерывно прослеживаются от одной осадочной волны к другой. В некоторых случаях сходжение сейсмических рефлекторов во впадинах, разделяющих смежные волны, может выглядеть как плоскость

разрыва, однако более пристальный анализ показывает, что эти рефлекторы реально являются непрерывными. Складки оползания, напротив, иногда явно свидетельствуют о перемещении вдоль плоскостей разрыва, особенно во впадинах;

3) в последовательности смежных осадочных волн обычно проявляется некоторая упорядоченность рефлекторов, фланговых углов падения, размеров гребня/впадины и т.д. Складки оползания менее регулярны и часто имеют широкие гребни и сжатые, узкие впадины;

4) большинству тонкозернистых осадочных волн свойственны явные тенденции к изменению их размеров, что определяется углом склона, поступлением осадка и/или скоростью потока. Например, для большинства осадочных волн, связанных с турбидитными потоками, наблюдается уменьшение размеров вниз по склону, поскольку угол склона, скорость потока и поступление осадка также уменьшаются в этом направлении. В оползневых складках обычен более случайный разброс размеров, хотя наблюдалось уменьшение вниз по склону длины волны, связанное с переходом от режима растяжения к сжатию. Однако в этом случае мощность разреза также увеличивается вниз по склону, что нетипично для области развития турбидитовых осадочных волн;

5) у многих последовательностей осадочных волн мощность уменьшается вниз по направлению течения и по склону, что обусловлено сокращением поступления осадка при удалении от источника. Для складок оползания вероятнее увеличение или незначительная вариация мощности разреза вниз по склону;

6) в плане большинство мелкозернистых осадочных волн проявляется как линейные образования с различной степенью извилистости и/или бифуркации,

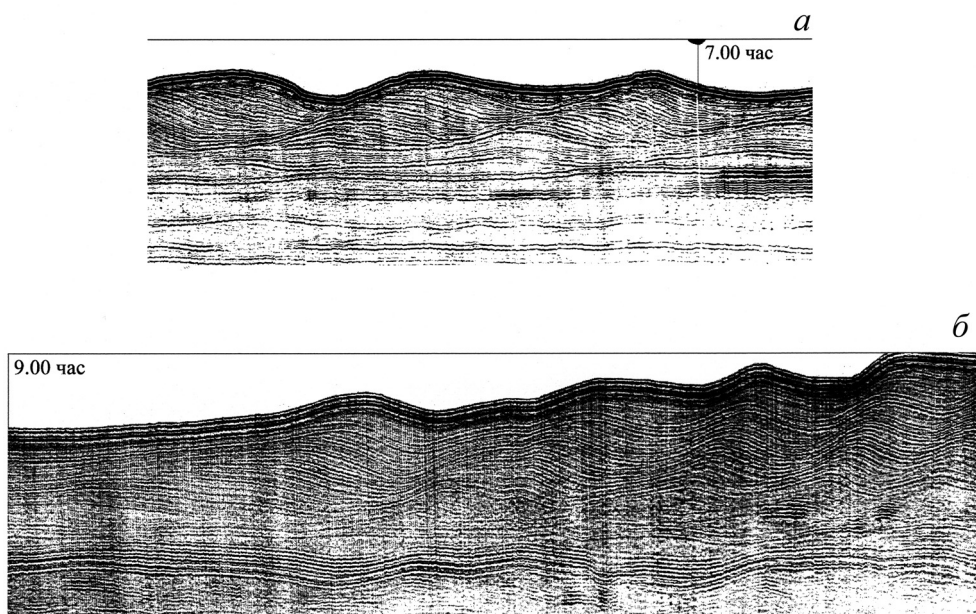


Рис. 6. Фрагменты профиля НСП (а, б) с осадочными волнами (положение фрагментов см. на рис. 4, выделены рамкой)

а оползневые складки часто дугообразны и не обнаруживают раздвоения.

Области развития осадочных волн, как правило, расположены на продельтах, у подножий континентальных склонов, на намывных валах глубоководных конусов выноса. В плане осадочные волны протягиваются перпендикулярно формирующим их мутьевым потокам, а асимметрия волн связана с отложением более грубого материала на склоне волн, обращенном вверх по течению потока, а более тонкого — на противоположном. Соответственно мощность слоев на разных склонах различна, а гребень каждой волны мигрирует вверх по течению потока при переходе к каждому вышележащему слою.

Мы полагаем, что на рис. 4 и 6 верхняя часть осадочной толщи представляет собой осадочные волны, строение и параметры которых полностью подходят под вышеприведенное описание. Так, их мощность (высота) достигает 50–60 м при длине 1,5–2,5 км. Они мигрируют в направлении с юга на север навстречу предполагаемому осадочному потоку; при этом мощность отдельных слоев с северной стороны превышает таковую с южной стороны. Некоторые отражающие горизонты четко прослеживаются через всю серию осадочных волн. Наконец, как будет по-

казано ниже, отложения представлены относительно тонкозернистым переслаивающимся глинистым и алевритовым материалом.

Закключение. Результаты изучения разрезов верхнечетвертичных отложений, вскрытых грунтовыми трубками на континентальном склоне и смежных участках шельфа и прилегающей Дербентской котловины, показали следующее (рис. 7).

В области описанных аккумулятивных образований в интервале глубины от 100 до 500 м вскрыты разрезы, сложенные преимущественно тонкозернистыми глинистыми илами. В отличие от отложений котловины (станции 15, 169) они содержат большое количество прослоев и линз мелко-тонкопесчаного и/или алевритового материала (станции 5, 6в, 171, 172) мощностью от 1 мм до 2 см. В точке 6в насчитывается более 100 таких прослоев. В северной части изученного района (станции 171, 172) многочисленные прослои, обогащенные алевритовым материалом, фиксируются при микроскопических исследованиях.

На крутом участке склона южнее широты устья р. Самур в точке 6 (глубина моря 458 м) под 52-сантиметровой пачкой новокаспийского глинистого ила с прослоями диатомита вскрыта плотная сухая глина,

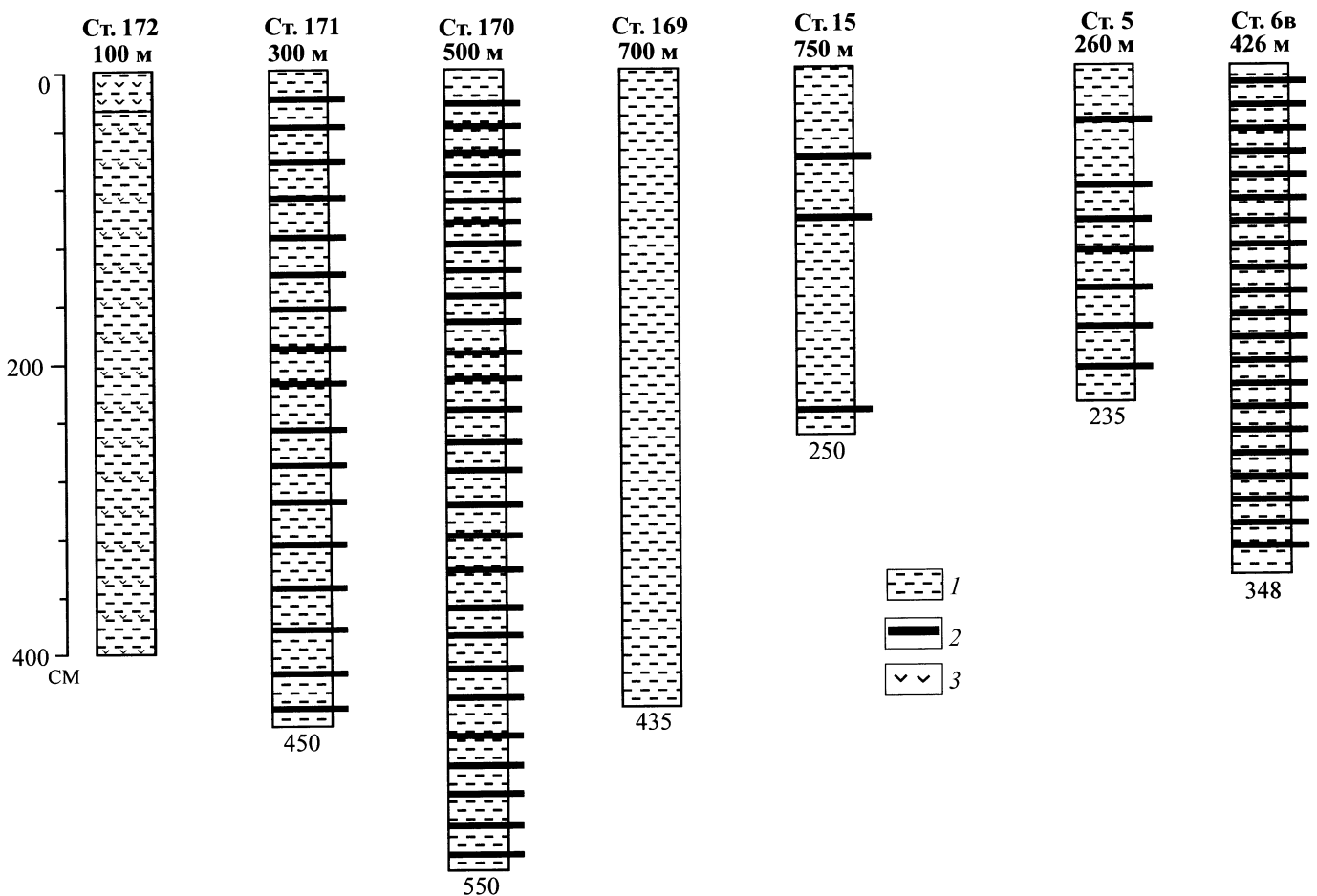


Рис. 7. Строение разрезов осадков (положение разрезов см. на рис. 2): 1 — алевритово-глинистые илы, 2 — песчано-алевритовые турбидиты, 3 — прослои раковин моллюсков

по-видимому, плиоценового возраста, на размытой поверхности которой залегают ее переотложенные куски, обломки раковин. Несколько выше по склону вскрыта пачка песка с галькой и гравием, перекрытая маломощным глинистым илом с обломками раковин моллюсков.

На внешней части шельфа на глубине 75 м и более на поверхности дна лежит ракуша с песком, которая подстилается алевритово-глинистым илом с прослоями более грубого песчано-алевритового материала иногда толщиной до 2–3 см.

Результаты анализа рассмотренных разрезов отложений свидетельствуют, что на изученном участке зафиксировано неоднократно повторяющееся ширококомасштабное перемещение материала вниз по континентальному склону осадочными потоками турбидитового типа. Активизация этого процесса произошла, по-видимому, в одну из регрессивных фаз при понижении уровня Каспийского моря (мангышлакскую?).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 41–48.

Маев Е.Г., Козлов В.Б. Рельефообразующая роль экзогенных процессов на дне Каспийского моря // Там же. Вып. 6. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 49–55.

Мякокин В.С. Структурно-геоморфологические исследования северо-азербайджанского побережья Каспия в связи с поисками погребенных нефтегазоносных поднятий // Там же. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 13–30.

Мякокин В.С., Велиев Х.А. Развитие дельты р. Самур в новокаспийское время и современная динамика ее берегов // Там же. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 43–49.

Hill P.R., Moran K.M., Blasco S.M. Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort sea // *Geo. Mar. Lett.* 1982. N 2. P. 163–170.

Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H. Channels, canyons and slump folds on the continental slope between south-west Ireland and Spain // *Oceanol. Acta.* 1978. N 1. P. 369–380.

Кафедра литологии и морской геологии:

А.Г. Росляков, научный сотрудник,

e-mail: arosl@rambler.ru;

В.М. Сорокин, профессор,

e-mail: sorokin@geol.msu.ru;

кафедра сейсмометрии и геоакустики:

В.В. Калинин, профессор

Конечно, по двум профилям невозможно определить пространственную ориентацию волн и даже угол, под которым они пересечены. Тем не менее исходя из общей геологической ситуации вполне можно допустить, что источником, питающим высокоплотностные потоки, были реки Терек и Сулак, находившиеся в недавнем прошлом севернее или северо-западнее изученного района.

Оба варианта интерпретации основаны на предположении о поступлении большого количества аллювиального терригенного материала, причем ярко выраженный паводковый режим горных рек может быть причиной как миграции подводных долин, так и периодических сходов мутьевых потоков, формирующих осадочные волны.

Окончательное решение вопроса о процессе формирования изученных аккумулятивных тел требует проведения детальных исследований с высокоразрешающей сейсмоакустикой и целенаправленным пробобором.

Lee H.J., Syvitski J.P.M., Parker G. et al. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the "Humboldt slide", and modeling results // *Mar. Geol.* 2002. Vol. 192. P. 79–104.

Lom-Keil von H., Spieb V., Hopfanf V. Fine-grained sediment waves on the western flank of the Zapiola drift, Argentina basin: evidence for variations in late Quaternary bottom flow activity // *Ibid.* P. 239–258.

Wynn R.B., Stow D.A.V. Classification and characterization of deep-water sediment waves // *Ibid.* P. 7–22.

Wynn R.B., Masson D.G., Stow D.A.V., Weaver P.P.E. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands // *Mar. Geol.* 2000a. Vol. 163. P. 185–198.

Wynn R.B., Weaver P.P.E., Ercilla G. et al. Sedimentary processes in the Selvage sediment-wave field, NE Atlantic: new insights into the formation of sediment waves by turbidity currents // *Sedimentology.* 2000b. Vol. 47. P. 1181–1197.

Поступила в редакцию

13.05.2008