

1.3. СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В морских бассейнах зоны перехода от континента к океану, в том числе и на прикамчатских акваториях, формирование эндогенных форм подводного рельефа происходит на фоне и при непосредственном участии интенсивного осадконакопления. В связи с этим, для выделения и классификации новейших структур морского дна большое значение приобретает изучение их соотношения с молодыми осадочными телами, выявление признаков конседиментационности тектонических движений, образовавших эти структуры. Таким образом, для изучения новейшей тектоники дна акваторий, наряду с данными о рельефе, важнейшее значение имеют детальные сведения о структуре осадочного чехла, в первую очередь - детальные сведения о структуре верхней (плиоцен-четвертичной) части осадочного разреза, её соотношения с подстилающими комплексами пород.

Важнейшей особенностью плиоцен-четвертичного отрезка геологической истории Земли является глобальное изменение климатических условий в сторону похолодания, проявившееся в периодических интенсивных оледенениях суши и связанных с ними гляциоэвстатических колебаниях уровня океана. Эти процессы, получившие наибольшее развитие в четвертичное время, привели к существенному изменению условий осадконакопления, что наиболее ярко проявилось на акваториях, прилегающих к районам мощных горно-долинных оледенений. В ледниковые периоды здесь многократно возрастал терригенный снос, и осадконакопление в этих акваториях определялось, в основном, интенсивным отложением ритмично слоистых толщ обломочного материала, переносимого гравитационными потоками. Эти толщи, получившие название турбидитовых, широко распространены в прибрежных акваториях северной части Тихого океана, где составляют основную часть плиоцен-четвертичного разреза осадков. Турбидитовые толщи, как правило, достаточно уверенно распознаются на сейсмоакустических разрезах по ряду структурных и морфологических признаков. В связи с этим трудно переоценить роль сейсмоакустических исследований при изучении новейшей тектоники дна акваторий, в том числе - и в пределах рассматриваемого региона.

На рис.1.7 представлена схема новейшей тектоники региона. Для акваторий региона схема составлена по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), проведенного в экспедициях Института вулканологии на НИС «Вулканолог» (рис.1.1). При этом были учтены опубликованные данные НСП и МОВ ОГТ, полученные здесь другими исследователями (*Гнибиденко и др., 1980; Васильев, Удинцев, 1982; Беляев и др., 1985; Голубев, Устинов, 1981; Устинов и др., 1985а,б; Ludwig et al., 1971; Rabinowits, Cooper, 1977; Scholl et al., 1977; Baranov et al., 1991*).

Для территории Камчатки показаны изолинии новейших движений и тектонические нарушения в соответствии с работой (*Карта новейшей ..., 1977*).

Мощность осадков определялась относительно поверхности «акустического фундамента», выделение которого по данным НСП для сложных по строению структур всегда отличается значительной долей условности, особенно в отсутствие данных геологического опробования и сведений о скоростных характеристиках слагающих пород. Лишь для Командорской котловины и прилегающего участка Тихоокеанской плиты на основании данных глубоководного бурения можно говорить о соответствии «акустического фундамента» поверхности изверженных магматических пород. Для остальных участков рассматриваемого региона геологическая сущность «акустического фундамента» пока не установлена за редким исключением. По имеющимся данным есть все основания предполагать его латеральную неоднородность, гетерогенность и разновозрастность. Более того, в окрестностях наиболее тектонически активных структур (внутренние склоны глубоководных желобов и внешние склоны хребтов-барьеров) выделяемый по данным НСП «акустический фундамент» иногда может быть представлен молодыми дислоцированными осадками (*Селиверстов, 1987*). Таким образом, для перечисленных выше районов построенные изопакиты следует рассматривать как минимальную оценку мощности осадков, первичное залегание которых не нарушено или слабо нарушено тектоническими движениями.

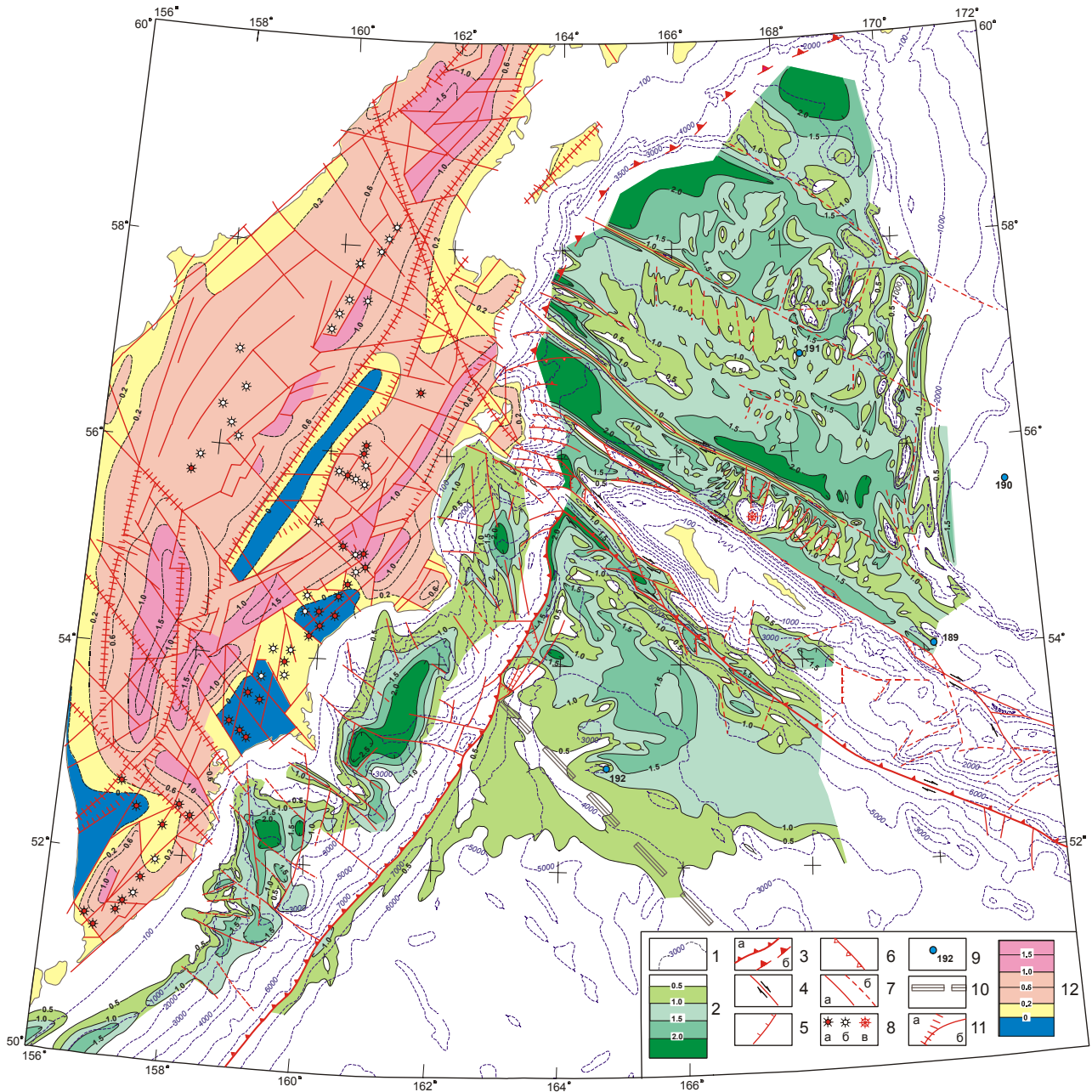


Рис. 1.7. Схема новейшей тектоники Камчатско-Командорского региона.

1 - изобаты (м); 2 - изобахиты (км); 3 - осевые зоны глубоководных желобов (а) и предполагаемое положение северной ветви Курило-Камчатской палеозоны субдукции (б); 4 - 7 - новейшие разрывные нарушения морского дна, выделенные по морфологическим признакам: 4 - сдвиги, 5 - сбросы, 6 - взбросы, 7 - прочие не классифицированные (а) и предполагаемые (б) разрывные нарушения; 8 - современные вулканы, в том числе: наземные действующие (а) и потухшие (б), подводные (в); 9 - скважины глубоководного бурения (*Initial Reports...*, 1973); 10 - предполагаемое продолжение Императорского разлома; 11-12 - элементы неотектоники для территории Камчатки по данным (*Карта новейшей...*, 1979): 11 - новейшие тектонические нарушения, в том числе флексуры (а) и глубинные разломы (б), 12 - изолинии новейших поднятий (км).

На схеме показаны новейшие разрывные нарушения. Их выделение проводилось по морфологическим признакам, т.е. по линейным зонам максимальных градиентов в рельефе дна и морфологии отражающих границ.

Немногочисленные в рассматриваемом регионе данные ГСЗ свидетельствуют о том, что границы крупных, различающихся по строению блоков земной коры в большинстве случаев имеют отчетливую морфологическую выраженность в рельефе дна и структуре верхней части осадочного разреза, что, например, прослеживается по профилю ГСЗ 7-ОС в Авачинском заливе (Аносов и др., 1978). Подобная картина характерна и для других континентальных окраин. Поэтому есть основания полагать, что показанные на схеме разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам, в значительной мере отражают блоковую структуру земной коры. При этом конечно, нельзя исключить существования в пределах региона новейших глубинных структур, в том числе глубинных разломов, морфологически выраженных очень слабо, или представленных в верхней части разреза системой мелких, трудно различимых оперяющих структур и поэтому не отраженных на представленной схеме.

Ниже мы рассмотрим основные особенности строения осадочного чехла в пределах основных структур региона. В процессе изложения результатов в данном разделе мы будем привлекать в качестве иллюстраций оригинальные сейсмоакустические разрезы. Положение разрезов, используемых в качестве иллюстраций, показано на рис.1.8, где на схеме изученности выделены соответствующие участки профилей и приведена их нумерация.

1.3.1. Тихоокеанская плита

Прикамчатские акватории включают в себя районы, резко отличающиеся по фациальным условиям, генезису и истории формирования осадочного чехла. Наиболее древней структурой региона с сохранившимся первичным залеганием осадочного чехла, является находящийся здесь участок Тихоокеанской плиты. В пределах этого участка отсутствуют системы линейных магнитных аномалий, по которым можно было бы уверенно определить возраст вулканического фундамента и, соответственно, возраст залегающих на нем осадочных тел.

Учитывая тенденции в расположении этих аномалий к востоку от Курильской дуги и южнее центрального сектора Алеутской дуги (Hilde et al., 1976; Кеннет, 1987) можно полагать, что участок Тихоокеанской плиты напротив юга Камчатки соответствует «эпохе спокойного магнитного поля» (85-110 млн.лет), причем второй ее половине, т.е. имеет, по-видимому, турон-сеноманский возраст (90-95 млн.лет). Вулканические породы возв. Обручева, судя по данным глубоководного бурения в скв.192 (Initial Reports, 1973) образованы в маастрихте, т.е. на 20-25 млн.лет позднее. Близкий к маастрихтскому возраст имеют, вероятно, вулканические породы, слагающие Тихоокеанскую плиту к юго-востоку от возв. Обручева и возв. Детройт, куда могут быть проэкстрополированы оси позднемезозойских-раннекайнозойских магнитных аномалий №№ 26-30 с возрастом 60-70 млн. лет, однако в непосредственной близости от этих возвышенностей указанные аномалии не идентифицированы.

Осадочный чехол рассматриваемого участка Тихоокеанской плиты различается по строению с юга на север. Южнее возвышенности Обручева мощность осадков невелика (0.3-0.5 км) и их структура свидетельствует о пелагическом характере осадконакопления. Подобная структура осадков характерна для абиссальных равнин северо-западной части Тихого океана, удаленных от источников сноса терригенного материала и характеризующихся сравнительно малыми скоростями осадконакопления (3-5 мм/тыс.лет).

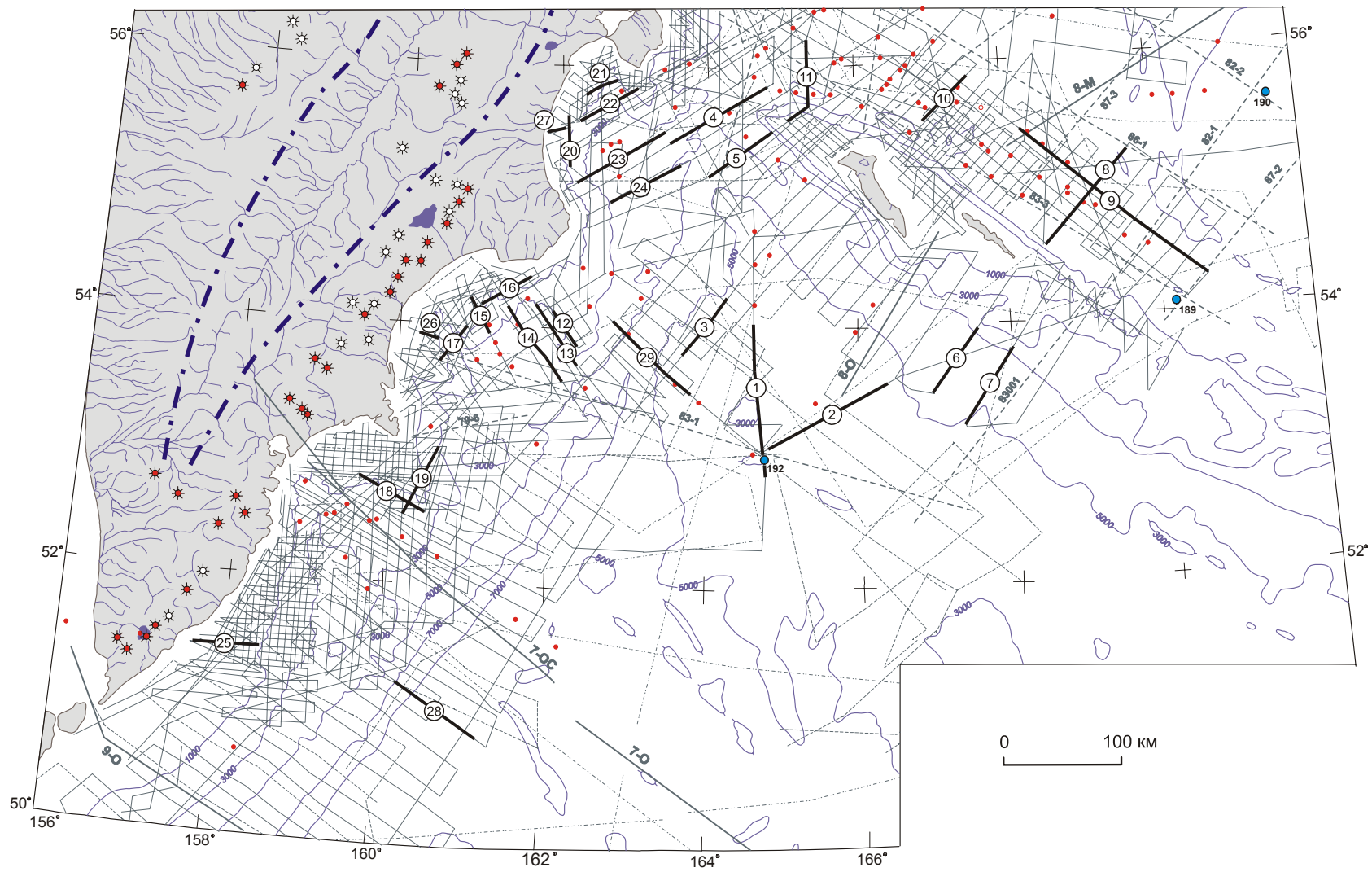


Рис. 1.8. Схема расположения сейсмоакустических разрезов, приводимых в качестве иллюстраций. Номера разрезов указаны цифрами в кружках. Прочие обозначения приведены на рис. 1.1.

Несколько иная структура характерна для осадочного чехла возв. Обручева. На рис.1.9-1.11 представлены сейсмоакустические разрезы, характеризующие основные черты его строения в пределах этой возвышенности. Мощность осадков здесь заметно увеличивается. Причем увеличение мощности происходит за счет разрастания верхних горизонтов, проявляющих на сейсмических разрезах признаки выдержанной градиационной слоистости, характерные для осадочных толщ, сформированных при участии терригенного материала алевропелитовой размерности. Действительно, в скв.192, пробуренной на плоской вершине возвышенности Обручева (см. рис.1.9), разрез осадков километровой мощности представлен в верхней части чередованием диатомовых илов и алевритистых глин, мощностью около 150 м, образованных в течение верхнего плиоцена-плейстоцена (за 3.5 млн.лет), т.е. средняя скорость осадконакопления при этом составляла около 40 мм/тыс.лет. Эта часть разреза осадков отображается на сейсмоакустическом разрезе в виде слоистой толщи.

В северо-западном и северо-восточном направлениях от скважины мощность слоистых толщ увеличивается (рис.1.10, 1.11). Именно за счет разрастания слоистых толщ на СВ склоне возв. Обручева образовано крупное осадочное тело Мейджи мощностью до 1.5-2 км, причем скорость осадконакопления в плиоцен-четвертичное время здесь была значительно выше, чем на вершине поднятия и достигала, вероятно, 150-200 мм/тыс. лет. Осадочное тело Мейджи облекает положительные формы рельефа фундамента, образуя вытянутые в ЮЗ направлении «языки» (Селиверстов, 1983). Такое облекание свидетельствует о том, что процесс образования этого осадочного тела был обусловлен поступлением терригенного материала с северо-востока, т.е. со стороны Алеутского хребта и Берингова моря, при этом возвышенность Обручева и ее отдельные положительные морфоструктуры являлись препятствием для распространения обломочного материала в юго-западном направлении.

На представленных сейсмоакустических разрезах (рис.1.9-1.11) отчетливо различимы признаки существования в осадочном чехле возвышенности Обручева «термобарической» отражающей границы (типа «BSR»), которая отличается своим «секущим» положением по отношению к другим границам раздела и субпараллельностью по отношению к поверхности морского дна. К настоящему времени известно, что границы типа «BSR» могут иметь различную природу.

Некоторые из них имеют «газгидратное» происхождение и соответствуют нижней границе зоны образования в осадочном чехле гидратов метана. Их положение в разрезе контролируется Р-Т условиями фазового перехода растворенного в воде метана в кристаллы газового гидрата. Границы такого происхождения известны, например, на внутреннем склоне Мексиканского желоба, где наличие газовых гидратов в соответствующей части осадочного разреза установлено глубоководным бурением (Shipley, Didyk, 1982). Однако известна и другая разновидность такого типа границ, не имеющая отношения к газовым гидратам. Они распространены в осадочном чехле, формирование которого определялось накоплением мощных толщ диатомовых глин. Происхождение таких границ в этих толщах обусловлено контролируемым Р-Т условиями диагенезом осадков: преобразованием диатомовых глин в аргиллит за счет частичного растворения раковин диатомовых микроорганизмов.

Границы такого типа вскрыты в Беринговом море на плато Умнак и хр. Бауэрс скважинами глубоководного бурения 184 и 188 (Scholl, Creager, 1973). Для разложения раковин диатомовых необходимы более высокие значения давлений и температур, чем для разложения газовых гидратов. Поэтому «диагенетические» границы типа «BSR» залегают значительно глубже «газгидратных». В данном случае, есть все основания считать, что «термобарические» отражающие границы в осадочном теле Мейджи на возвышенности Обручева обусловлены диагенетическими процессами в осадочном чехле.

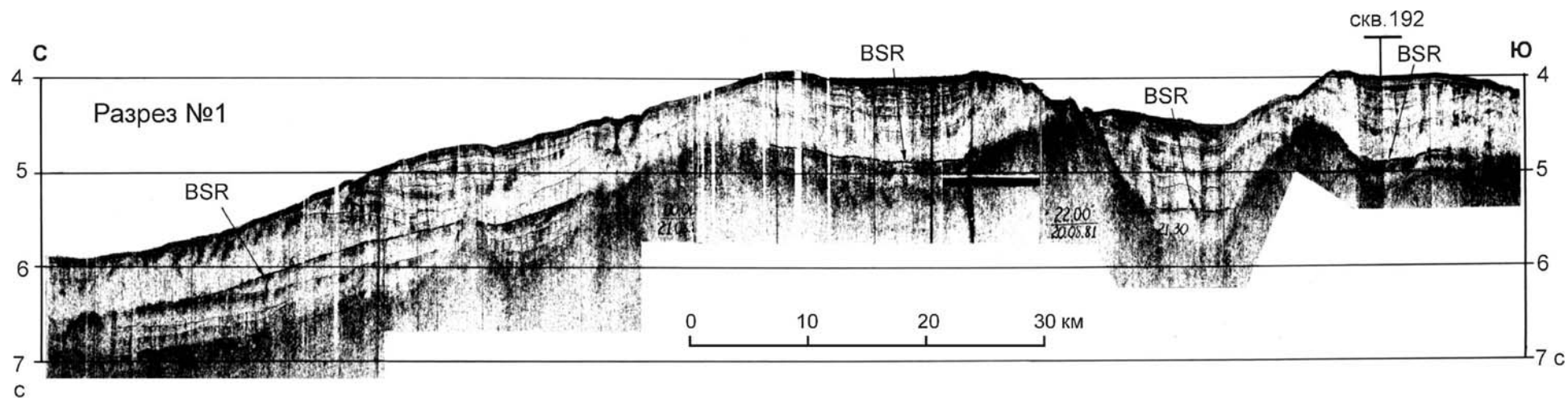


Рис. 1.9. Сейсмоакустический разрез через привершинную часть возвышенности Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №1). Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г).

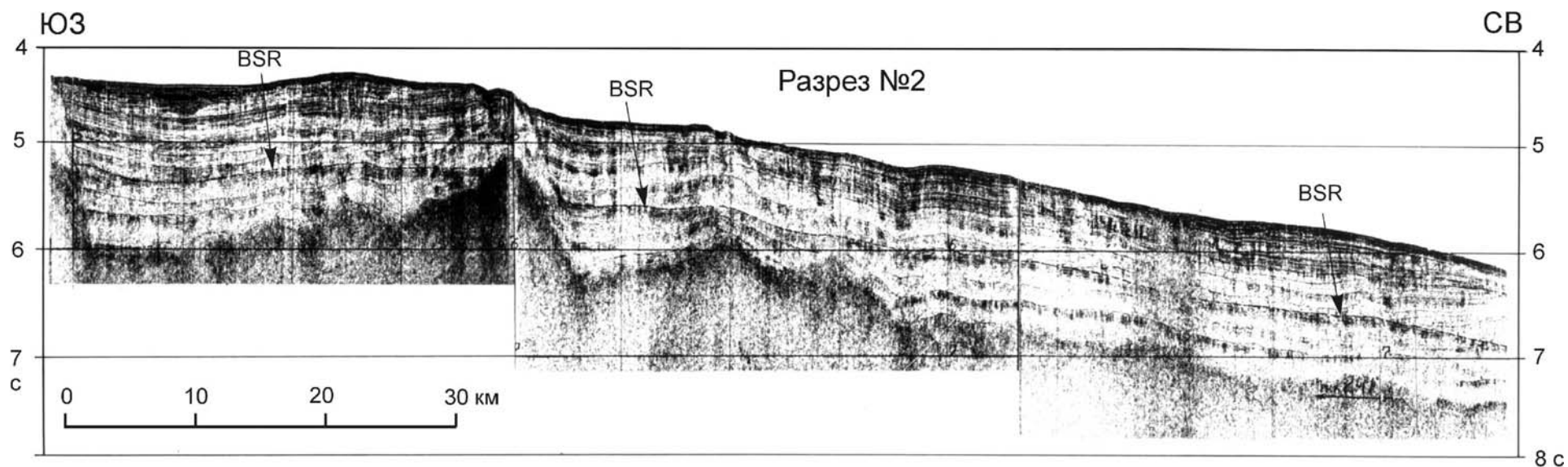


Рис. 1.10. Сейсмоакустический разрез северо-восточного склона возв. Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №2).
Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолаг» (1981 г.).

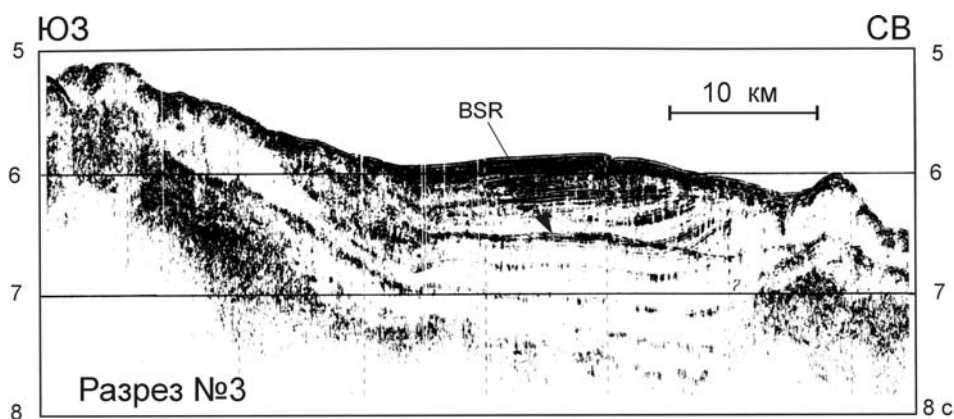


Рис. 1.11. Сейсмоакустический разрез осадочного тела Мейджи на северо-западном склоне возвышенности Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №3). Разрез получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.).

Образование осадочного тела Мейджи, вероятнее всего, было обусловлено приближением возвышенности Обручева к Алеутской дуге. Расстояние между ними, в соответствии с реконструкцией движения Тихоокеанской плиты, стремительно сокращалось в доверхнемиоценовое время и, достигнув около 10 млн. лет назад величины 150-200 км, в дальнейшем оставалось практически неизменным (относительное перемещение происходило вдоль дуги). Особенности минерального состава глинистых минералов по скв.192 также свидетельствует о том, что источником обломочного материала при формировании верхней толщи осадков являлся Командорско-Алеутский хребет (*Курносов и др., 1981*).

Рельеф и особенности строения осадочного чехла возвышенности Обручева свидетельствуют о том, что эта древняя верхнемезозойско-раннекайнозойская структура была существенно преобразована новейшими тектоническими движениями. Ее западный склон «срезается» структурой Курило-Камчатского желоба с образованием серии «нормальных» ступеней, амплитудой от первых до нескольких сот метров. Крупные сбросовые ступени осложняют фундамент возвышенности в пределах ее северо-восточного склона вплоть до Алеутского желоба, причем движения по сбросовым уступам здесь развивались конседиментационно верхним горизонтам осадочного тела Мейджи, т.е. в плиоцен-четвертичное время. Из-за слабой изученности этого района точное простираие сбросовых уступов не установлено и на схеме (рис.1.7) они не показаны. Имеющиеся данные все же позволяют предположить северо-северо-восточные простираия для наиболее крупных из них.

Поперечный профиль дна возвышенности Обручева асимметричен. Действительно, ЮЗ склон возвышенности образован серией крутых уступов, а линейные очертания этого склона на всём его протяжении свидетельствуют о том, что с юго-запада возвышенность Обручева ограничена крупной зоной тектонических нарушений СЗ простираия, морфологически выраженной перепадом глубин более 1 км. По своему пространственному положению эта зона тектонических нарушений является непосредственным продолжением на СЗ зоны Императорского разлома - одного из крупнейших тихоокеанских линеаментов. Здесь же обратим внимание на одну важную особенность в строении привершинной части возвышенности Обручева - наличие крупной симметричной грабенообразной структуры (см. рис.1.9). Ширина осевой части этой структуры превышает 10 км при видимой глубине погружения осевого блока - более 400 м по поверхности дна и более 1 км по фундаменту. Протяженность этого грабена пока не установлена, но по имеющимся данным можно достаточно уверенно говорить о его субширотном простираии (рис.1.7) и предполагать его парагенетическую связь с упомянутой ранее зоной тектонических нарушений СЗ простираия (Императорским разломом), ограничивающей с юго-запада возвышенность Обручева. Важно подчеркнуть, что наблюдаемое пространственное соотношение этих структур (грабена на вершине возвышенности Обручева и зоны тектонических нарушений вдоль её юго-западного склона), можно рассматривать как свидетельство левосторонних сдвиговых смещений вдоль юго-западного склона возвышенности и, соответственно, по Императорскому разлому.

1.3.2. Глубоководные желоба

Северо-западной и северо-восточной границами рассматриваемого участка Тихоокеанской плиты являются Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба. Фундамент и осадочный чехол океанической плиты в пределах внешнего борта как Курило-Камчатского, так и Алеутского желобов разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки различных размеров (от нескольких сот метров до первых десятков километров). Последовательность этих блоков уверенно прослеживается до осевой части глубоководного желоба. Далее, в направлении внутреннего борта желоба, картина становится более сложной и неоднозначной. Для южной части камчатской ветви глубоководного желоба, как и для курильской ветви, по сейсмическим данным вулканический фундамент Тихоокеанской плиты, иногда вместе со слоем пелагических осадков, часто удается проследить под внутренним бортом желоба на значительные (десятки километров) расстояния от его оси (*Гнибиденко и др., 1980; Гнибиденко, 1987*). Аналогичное «подныривание» Тихоокеанской плиты под внутренний борт желоба наблюдается также для центрального и восточного секторов Алеутской дуги (*McCarthy, Scholl, 1983; Scholl et al., 1987*). Подобная картина характерна для многих глубоководных желобов и соответствует классической модели субдукции (*Сили и др., 1978*).

Для северной части Курило-Камчатской дуги (севернее Шипунского п-ова) и западного сектора Алеутской дуги характер сочленения Тихоокеанской плиты с островодужными склонами заметно отличается от упомянутого выше «классического» варианта. В работе (*Селиверстов, 1998*) показано, что процесс субдукции сопровождается здесь своеобразным аккреционным процессом: причленением к материковому борту желоба значительных по размеру фрагментов океанической коры.

Западный сектор Алеутского глубоководного желоба, прилегающий к Командорскому блоку Алеутского хребта, по строению дна резко отличается от других глубоководных желобов, в том числе и от Курило-Камчатского. На одно из этих отличий (отсутствие краевого океанического вала, или внешнего поднятия) уже обращалось внимание в предыдущем разделе. Здесь мы рассмотрим другие, не менее интересные особенности этой морфоструктуры.

На рис.1.12 (а,б) представлены сейсмоакустические разрезы западного окончания Алеутского желоба в зоне его сочленения с северным окончанием Курило-Камчатского желоба и континентальным склоном Восточной Камчатки. На разрезах можно видеть, что между внешним склоном Алеутского желоба и склоном Командорско-Алеутского хребта заключена сложно построенная зона, в которой выделяется крупное асимметричное поднятие, протягивающееся в СЗ направлении. Это поднятие ограничивает с севера современную структуру Курило-Камчатского глубоководного желоба. Более пологий склон поднятия обращен к Алеутскому желобу, причем осадочный чехол на этом склоне по структуре сопоставим с осадочным чехлом прилегающего участка Тихоокеанской плиты. Северо-восточный склон поднятия, обращенный к Командорско-Алеутскому хребту, практически на всём протяжении отличается значительной крутизной и линейными очертаниями, свидетельствующими о контроле этого склона зоной тектонических нарушений - разломом Стеллера. Из сказанного следует, что между современной структурой Алеутского глубоководного желоба и тихоокеанским склоном Командорско-Алеутского хребта заключен значительный по величине фрагмент земной коры, сопоставимый по структуре осадочного чехла с прилегающими участками Тихоокеанской плиты. Это даёт основания предполагать наличие у основания тихоокеанского склона Командорско-Алеутского хребта фрагментов Тихоокеанской литосферной плиты, отсеченных современной структурой глубоководного желоба и вошедших в состав островодужного склона в виде своеобразного аккреционного комплекса.

Признаки подобных аккреционных процессов наблюдаются фактически на всём протяжении западного сектора Алеутского желоба, однако характер их проявления не везде одинаков.

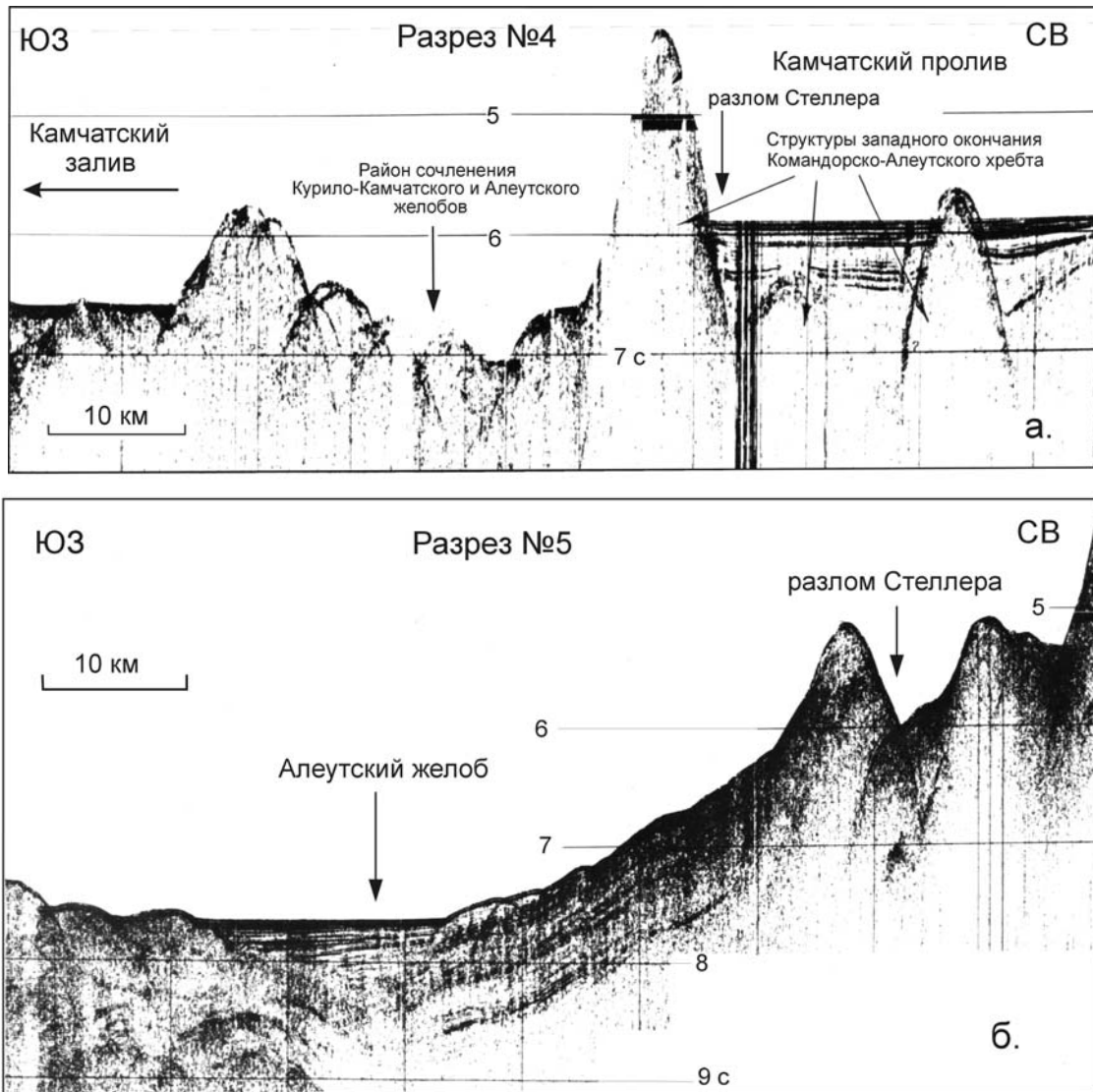


Рис. 1.12 а,б. Сейсмоакустические разрезы структур западного окончания Алеутской островной дуги западнее о. Беринга. Положение разрезов приведено на рис. 1.8 (соответственно, разрезы №4 и №5). Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г).

На рис.1.13 (а,б) представлены сейсмоакустические разрезы Алеутского желоба к югу от о. Медный. На первом из них (рис.1.13а) видно, что по обе стороны от осевой депрессии желоба дно сложено идентичными по размерам и структуре осадочного чехла тектоническими блоками, которые, по сути, являются фрагментами раздробленного края Тихоокеанской плиты. Аналогичная последовательность тектонических блоков прослеживается и на соседнем (к востоку) пересечении желоба (рис.1.13б), однако здесь возникают сомнения, какую из депрессий относить к осевой структуре. В этом проявляется еще одна важная особенность западного сектора Алеутского желоба: отсутствие единой, выдержанной по простиранию желоба осевой депрессии, по которой обычно проводится граница между океаническими и островодужными структурами. Создаётся впечатление, что отдельные участки западного сектора Алеутского желоба представлены кулисными последовательностями непротяженных, а иногда - и изометричных в плане грабенообразных прогибов и сбросовых ступеней, чередующихся с более протяженными продольными магистральными структурами (типа разлома Стеллера).

Такое строение не характерно для желобов субдукционного типа, но вполне соответствует представлениям о сдвиговой природе западного сектора Алеутского желоба. Из анализа батиметрических построений (рис.1.2, 1.5, 1.6) можно сделать заключение, что наиболее крупные сбросовые ступени, ограничивающие современные грабенообразные прогибы западного сектора Алеутского желоба (в том числе на его внутреннем и внешнем склонах), имеют преобладающие простирания от ССЗ до СВ, что соответствует ориентации структур растяжения в

правосторонней зоне сдвиговых дислокаций, ориентированной в СЗ направлении, т.е. по направлению западного сектора Алеутской дуги.

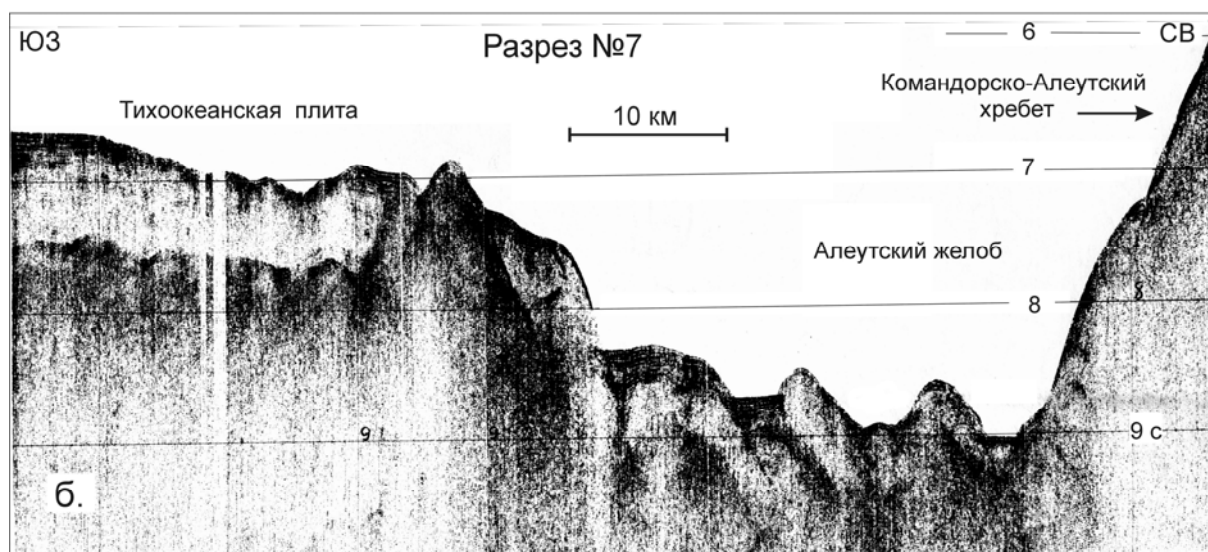
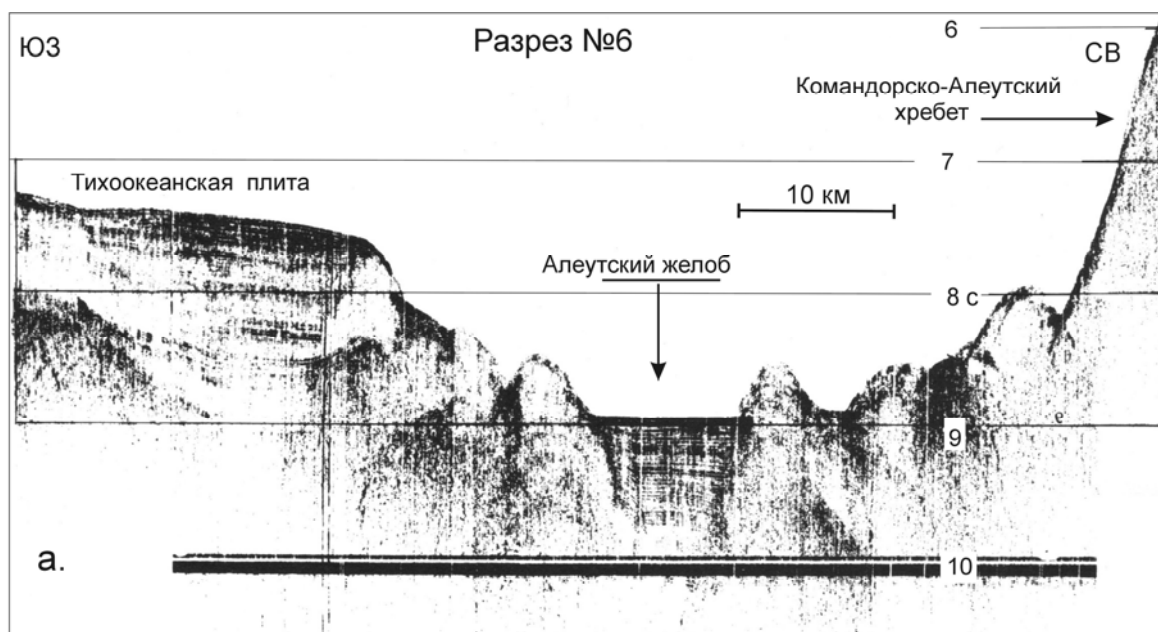


Рис. 1.13 а,б. Примеры сейсмоакустических разрезов западной части Алеутского глубоководного желоба к югу от о. Медный. Положение разрезов приведено на рис. 1.8 (а - №6, б - №7). Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.).

Реликтовый осадочный чехол раздробленного края Тихоокеанской плиты в осевых зонах глубоководных желобов часто перекрыт мощными линзами молодых осадков, характеризующихся на сейсмических разрезах выдержанной субгоризонтальной слоистостью, типичной для отложений дистальных турбидитов. Эти линзы, получившие название турбидитовых клиньев, приурочены к местам, где глубоководные желоба имеют сообщение с системой каньонов и эрозионных долин Восточной Камчатки и Командорских островов. Наиболее мощные линзы турбидитов залегают в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, а также в Курило-Камчатском желобе у южных окончаний хребтов Шатского и Кроноцкого.

Уже первые данные по глубоководному бурению в Алеутском и Вашингтонско-Орегонском желобах показали, что мощный турбидитовый клин в осевой части этих желобов образован в течение последнего миллиона лет. Причем скорости осадконакопления в периоды низких уровней океана, т.е. в периоды ледниковий, резко возрастали, достигая 2-3 м/тыс. лет, и уменьшались более чем на порядок в периоды межледниковий (Фон Хюне, 1978; Шолл, 1978). Поскольку упомянутые явления носили глобальный характер, есть все основания полагать, что толщи турбидитов в Курило-Камчатском и западной части Алеутского желобов являются, в основном, плейстоценовыми образованиями. Их формирование было обусловлено резкими гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, характерными для последнего миллиона лет. Хотя подобные колебания отмечались еще в плиоцене и даже в миоцене, их амплитуды достигли максимальных для кайнозоя значений лишь в плейстоцене, что привело к резкой активизации подводных эрозионных процессов и увеличению объемов обломочного материала, выносимого гравитационными потоками в глубоководные акватории, в том числе - в осевые зоны глубоководных желобов.

1.3.3. Командорская котловина

Командорская котловина характеризуется «океанической» структурой земной коры. Этот вывод был сделан по результатам ГСЗ, проведенного в юго-восточной части котловины (профиль 8-М) в период Международного Геофизического Года (*Строение ...*, 1964) и подтвержден более поздними исследованиями ГСЗ по системе различно ориентированных профилей в центральной части котловины (*Shor, Fornari, 1976*). Мощность земной коры в центральной части котловины составляет около 7 км. При этом земная кора Командорской котловины несколько отличается от «типичной океанической» увеличенной мощностью 2-го слоя со скоростью продольных волн 5.5 км/с (более 3 км), и сокращенной мощностью (около 2.5 км) «базальтового» слоя, со скоростями продольных волн 6.8 км/с. Установлены также азимутальные вариации скорости продольных волн (анизотропия скоростей) по границе Мохоровичича, от 7.9 км/с в ССВ направлении до 8.1 км/с в ЗСЗ направлении.

Породы вулканического фундамента Командорской котловины вскрыты скважиной 191 (*Initial Reports ...*, 1973). Эти породы представлены толеитовыми базальтами. Первоначально их возраст был определен как среднеолигоценый (*Stewart et al., 1973*), однако более поздние исследования позволили отнести их к породам верхнего миоцена с возрастом около 9.3 млн. лет (*Rubinstone, 1985; Scholl et al., 1986*). Скважиной 191 вскрыт осадочный разрез мощностью около 900 м. Нижние 400 м осадочного разреза представлены литифицированными алевритовыми глинами, переслаивающихся с песками. Выше залегает толща переслаивающихся диатомовых и илистых глин и глинистых песков мощностью около 200 м.

Верхняя часть разреза представлена 300-метровой толщей классических турбидитов песчано-алевритовой размерности. Нижние 500 м разреза осадков имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст, верхние 400 м - верхнеплиоцен-плейстоценовый, причем самая верхняя 300-метровая толща турбидитов образована, по-видимому, за последний миллион лет при наиболее высоких скоростях осадконакопления - порядка 300-400 мм/тыс. лет (*Точилина, 1980*).

По данным сейсмического профилирования, рельеф фундамента Командорской котловины более разнообразен, чем рельеф дна. Поэтому представленная на рис.1.7 схема мощности осадков для района Командорской котловины дает одновременно представление о рельефе фундамента.

В структуре осадочного чехла и рельефе фундамента Командорской котловины ярко проявились отмеченные в предыдущем разделе «транскомандорские» линеаменты Беринга, Альфа, Гамма и Дельта, имеющие СЗ простирание, а также поднятия и прогибы, вытянутые в этом же направлении. Скв.191 пробурена у восточного окончания одного из таких поднятий, расположенного южнее линеамента Гамма.

Осадочные прогибы Командорской котловины с мощностью осадков более 1.5 – 2.0 км приурочены к подножию континентального склона Восточной Камчатки, а также прослеживаются вдоль линеаментов Беринга, Альфа, Гамма и Дельта и западного склона хр. Ширшова. Увеличение мощности осадков в прогибах обусловлено, в основном, разрастанием мощностей верхних толщ, имеющих, судя по скв.191, верхнеплиоцен-четвертичный возраст.

В рельефе фундамента поднятий отчетливо расшифровывается еще один структурный план, характеризующийся простираниями от субмеридиональных до северо-восточных. Такие простирания характерны для блоков, слагающих эти поднятия.

Наиболее ярко северо-восточные и субмеридиональные простирания блоков проявлены в южной части Командорской котловины. Здесь в рельефе акустического фундамента прослеживается крупное поднятие, вытянутое в северо-западном направлении вдоль западного сектора Алеутской дуги более чем на 400 км - поднятие Южно-Командорское. На рис.1.14 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий это поднятие восточнее о. Медный. На разрезе видно, что поперечный профиль поднятия асимметричен. Более крутой склон обращен к Командорско-Алеутскому хребту, а пологий прослеживается в северо-восточном направлении до небольшого хребта, являющегося фрагментом «транскомандорского» линеамента Альфа. Сводная часть поднятия часто выражена в рельефе дна цепочкой куполообразных морфоструктур, возвышающихся над плоской поверхностью аккумулятивной равнины на первые сотни метров. На северо-восточном склоне поднятия в структуре осадочного чехла различимы признаки дислокаций, в том числе - признаки структур, напоминающих диапировые купола.

На рис.1.15 представлен сейсмоакустический разрез, ориентированный вдоль этого склона, а на рис.1.16 (а,б,в) более крупным планом показаны отдельные фрагменты этого разреза. На этих разрезах видно, что осадочный чехол и фундамент здесь действительно отличаются широким развитием дислокаций. Прежде всего, обращает на себя внимание раздробленность акустического фундамента на последовательность асимметричных блоков, ограниченных одно-сторонней системой сбросовых уступов амплитудой до нескольких сотен метров. Установлено, что эти блоки имеют простирания от субмеридиональных до северо-северо-восточных, а ограничивающие их сбросовые уступы обращены на ЗСЗ. Осадочный чехол поднятия также повсеместно нарушен многочисленными сбросами амплитудой до нескольких десятков метров, проникающими в самые верхние горизонты осадочного чехла (рис.1.16). На разрезах отчетливо различимо характерное для сбросов падение сместителей под опущенное крыло. Там, где удалось прокоррелировать эти сбросы по двум и более профилям, установлено, что они ориентированы субмеридионально и характеризуются углами падения сместителей порядка $50-70^{\circ}$.

В осадочном чехле поднятия проявлен еще один тип дислокаций. Это упоминавшиеся выше «диапировые» структуры (рис.1.16 б,в). Они приурочены, как правило, к сбросовым уступам фундамента, хотя некоторые из этих структур обнаружены и там, где рельеф фундамента не осложнен уступами. Упомянутые «диапировые» структуры фиксируются на разрезах «куполообразными» зонами потери корреляции отраженного сигнала, антиклинальными изгибами осадочных слоёв и развитием небольших грабенов и сбросов над этими «куполообразными» зонами. Подобные структурные признаки характерны для зон развития диапиров и, в данном случае, могут рассматриваться как результат внедрения по разрывам фундамента восходящих потоков вещества.

Наиболее интенсивная тектоническая раздробленность акустического фундамента и максимальные амплитуды сбросовых уступов в пределах рассматриваемого поднятия отмечаются к северо-востоку от о. Беринга. Здесь поднятие осложнено крупной структурой растяжения - грабеном Командор. На рис.1.17 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий северо-восточную часть этого грабена. На разрезе видно, что различие гипсометрических уровней аккумулятивных равнин в грабене и на прилегающих участках котловины превышает 400 м. Грабен Командор, как и другие структуры растяжения южной части Командорской котловины, контролируется сбросами субмеридионального - ССВ простираний.

Более подробно строение этого грабена будет рассмотрено в последующих разделах. Здесь же необходимо отметить, что с грабеном Командор генетически связана зона новейших и современных проявлений подводного вулканизма. В связи с этим есть основания полагать, что рассмотренные выше «диапировые» структуры над сбросовыми уступами южной части Командорской котловины могут быть обусловлены новейшими и современными магматическими процессами (внедрением в осадочный чехол магматических тел). В пользу такого предположения свидетельствует пространственная приуроченность к зоне развития структур растяжения в южной части Командорской котловины области аномально высоких значений теплового потока.

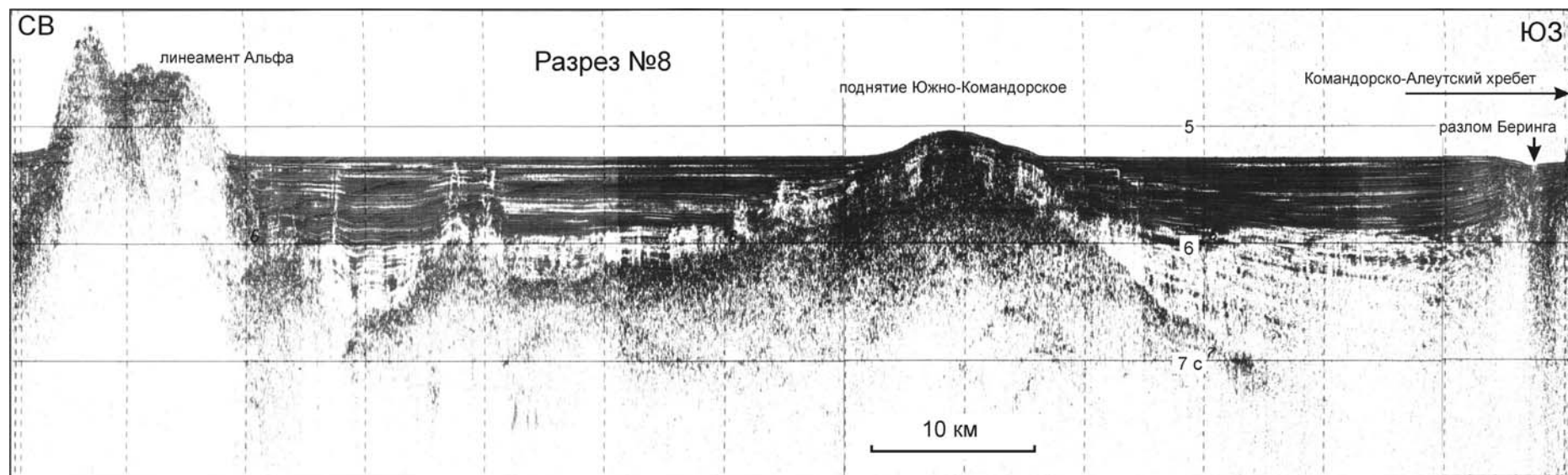


Рис. 1.14. Сейсмоакустический разрез поднятия Южно-Командорское. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза показано на рис. 1.8 (разрез №8).

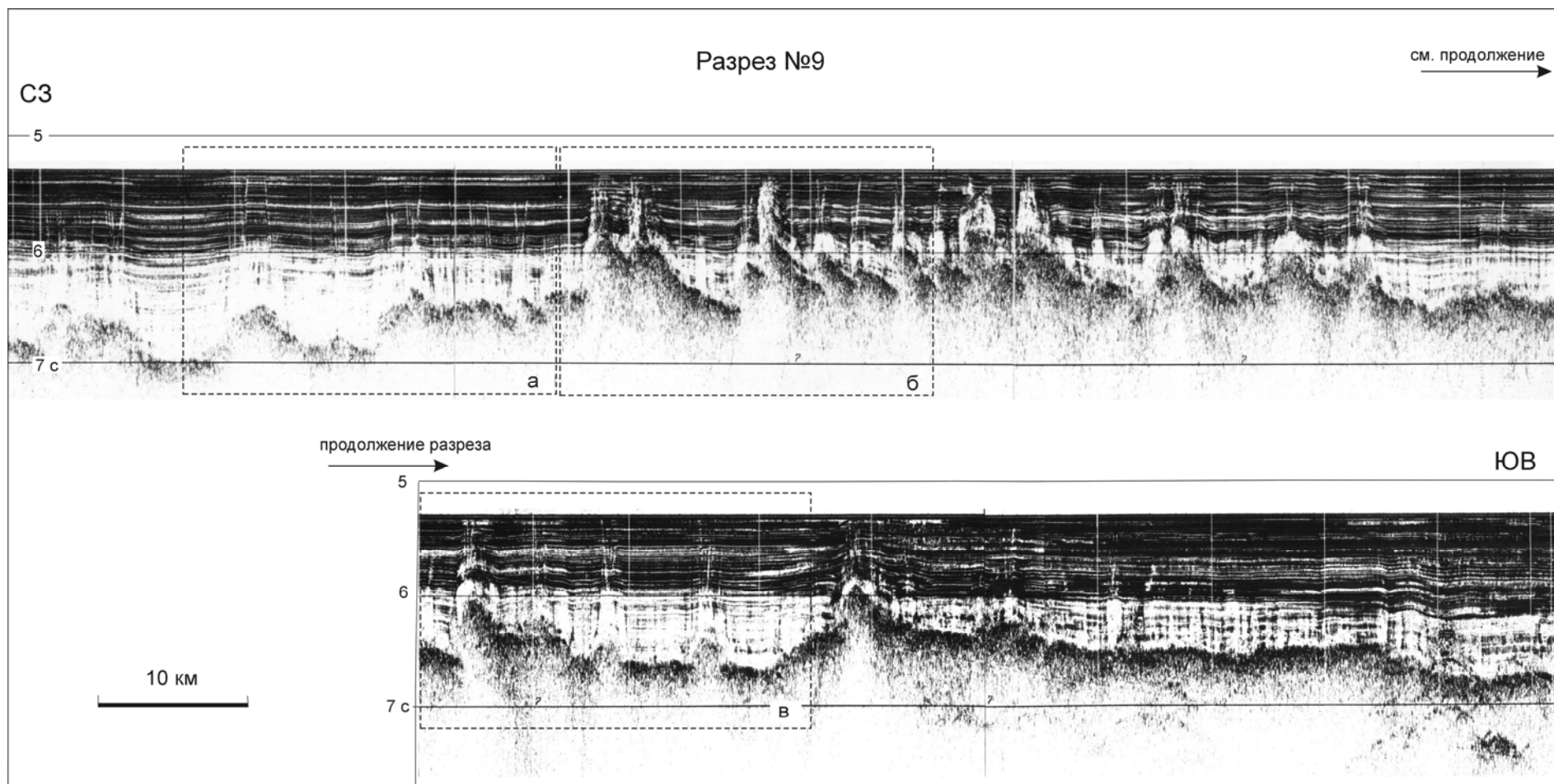


Рис. 1.15. Сейсмоакустический разрез южной части Командорской котловины по профилю вдоль СВ склона поднятия Южно-Командорское. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №9). На разрезе выделены участки (а, б, в), представленные более крупным планом на рис.1.16.

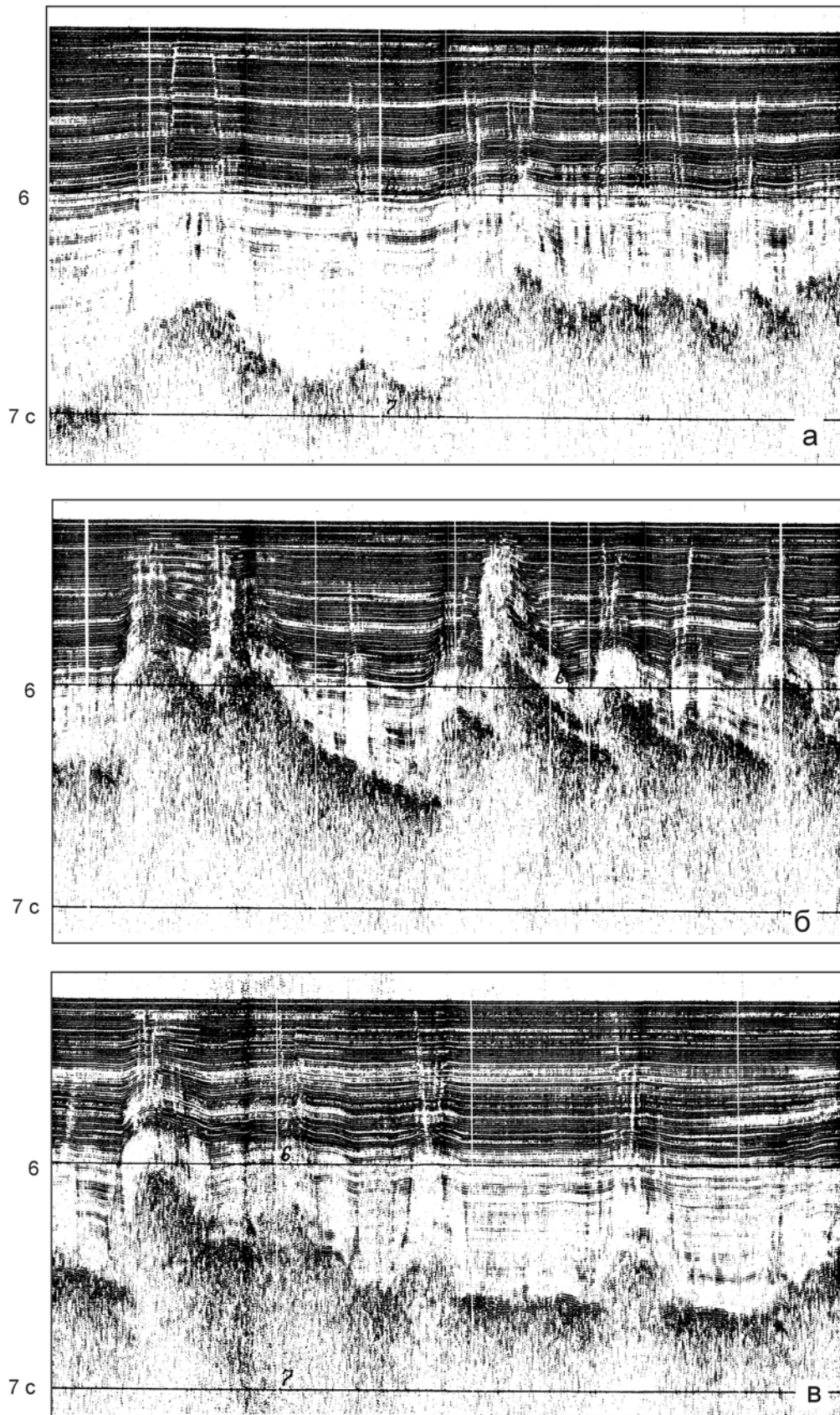


Рис. 1.16 а,б,в. Фрагменты сейсмоакустического разреза, представленного на рис.1.15.

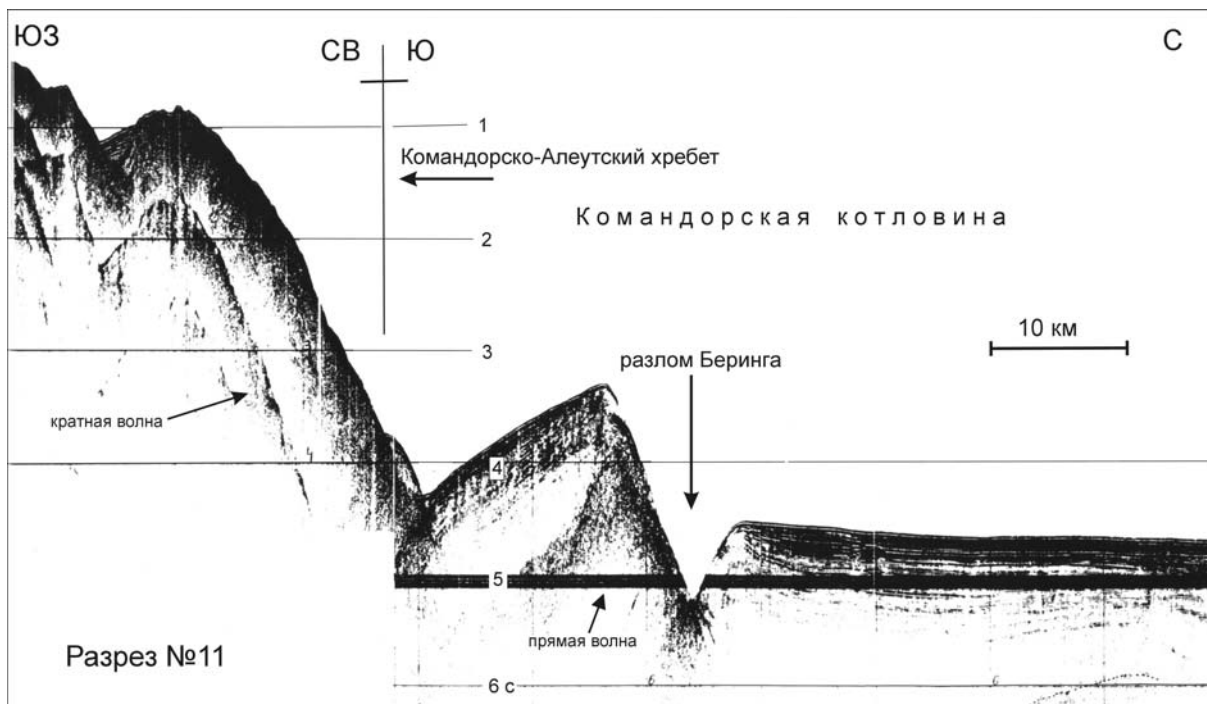


Рис. 1.18. Сейсмоакустический разрез берингоморского склона Командорско-Алеутского хребта западнее о. Беринга. Получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №11).

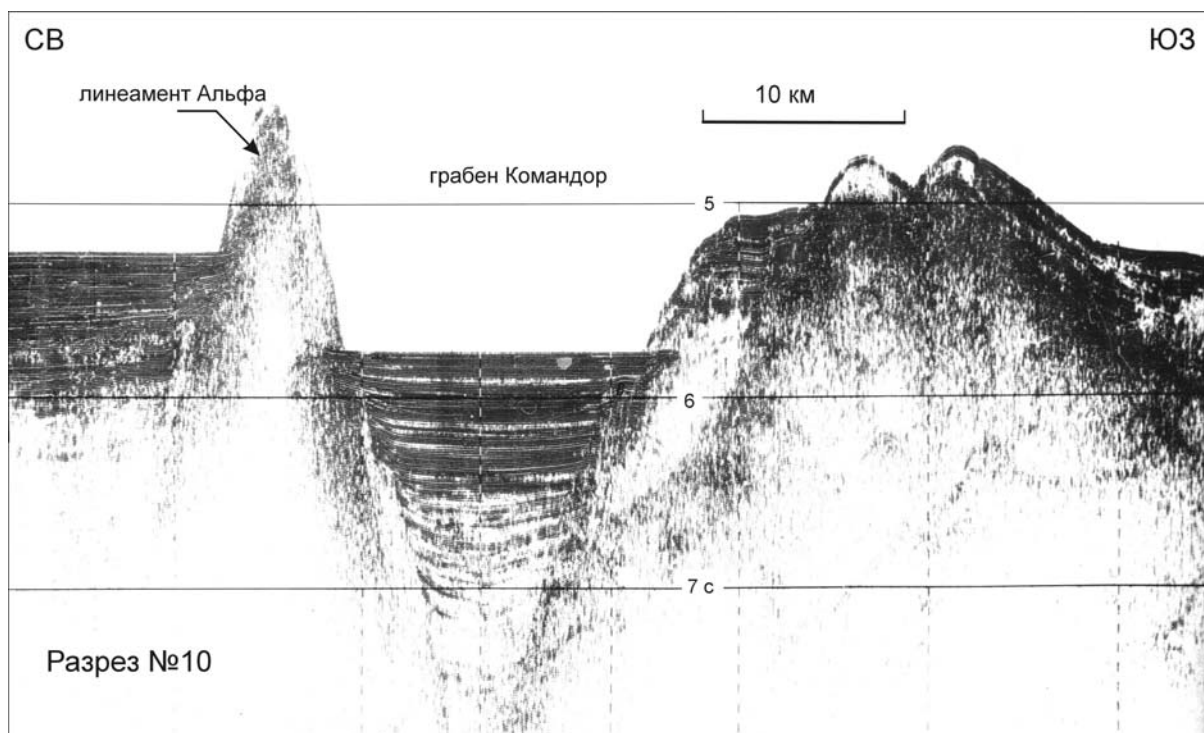


Рис. 1.17. Сейсмоакустический разрез северо-восточной части грабена Командор. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза приведено на рис.1.8 (разрез №10).

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о том, что южная часть Командорской котловины, прилегающая к западному сектору Алеутской дуги, в новейшее время была (и остаётся) ареной развития субмеридионально ориентированных структур растяжения. Пространственное соотношение этих структур с разломом Беринга и западной частью линейного элемента Альфа свидетельствуют об их парагенетической связи, соответствующей условиям правосторонней сдвиговой зоны, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги.

В предыдущем разделе, рассматривая структурное обрамление западного окончания Алеутского желоба, мы обращали внимание на своеобразный аккреционный комплекс у основания тихоокеанского склона Командорско-Алеутского хребта, представленный, судя по структуре осадочного чехла, фрагментами Тихоокеанской литосферной плиты. Аналогичные процессы наблюдаются и по другую сторону этого хребта, у основания его берингоморского склона. На рис.1.18 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий СВ склон Командорско-Алеутского хребта западнее о. Беринга. На разрезе видно, что к основанию склона здесь причленён блок земной коры с характерной для Командорской котловины структурой осадочного чехла. От Командорской котловины этот блок отсечен разломом Беринга. Наблюдаемый на разрезе наклон поверхности аккумулятивной равнины, слагающей плоскую вершину этого блока, свидетельствует о его «прокидывании» новейшими тектоническими движениями в сторону Командорско-Алеутского хребта.

По данным батиметрии (рис.1.6), рассмотренный выше блок имеет субширотное простирание, соответствующее ориентации структур сжатия в правосторонней сдвиговой зоне СЗ простирания. Выше по склону хребта и на его шельфе в рельефе дна выделяется серия подобных субширотно ориентированных блоков. Не исключено, что такое строение склона здесь обусловлено аккрецией последовательности тектонических блоков (чешуй) прилегающего участка Командорской котловины, их причленением к Командорско-Алеутскому хребту по системе субширотных надвигов, развивающихся в условиях упомянутой выше правосторонней сдвиговой зоны. Драгированные на этом участке склона магнезиальные андезиты с датировкой абсолютного возраста 8,8 млн. лет (*Scholl et al., 1976*), соответствуют, вероятно, обдуцированным в новейшее время породам фундамента южной части Командорской котловины. В пользу такого предположения свидетельствует присутствие магнезиальных андезитов в составе магматических пород фундамента южной части Командорской котловины, предположительно верхнемиоценового возраста, поднятых на массиве Вулканологов (*Волынец и др., 1992; Селиверстов и др., 1995б; Селиверстов, 1998*).

1.3.4. Шельф и континентальный склон Восточной Камчатки

Наиболее сложным объектом для изучения структуры осадочного чехла является шельф и континентальный склон Восточной Камчатки и склоны Командорского блока Алеутского хребта. Выше мы упоминали об условности выделения здесь акустического фундамента по данным сейсмического профилирования. Так, в пределах материкового борта Курило-Камчатского желоба под поверхностью дна, как правило, признаки слоистого строения разреза по сейсмическим данным установить не удастся. Исключение составляют маломощные линзы современных осадков, залегающие на ступенях материкового борта. Вверх по склону иногда удается проследить признаки постепенного перехода «акустически немых» комплексов материкового борта в слоистые толщи осадков на внешних склонах хребтов-барьеров. Это свидетельствует о том, что «акустически немые» комплексы материкового борта в значительной мере могут быть представлены дислоцированными осадками.

Судя по результатам глубоководного бурения на склонах Японского (*Von Huene et al., 1980*), Алеутского (*Kulm et al., 1973*) и других глубоководных желобов, дислоцированные осадки действительно образуют в нижней части континентального склона мощные осадочные тела - аккреционные призмы, структура которых чрезвычайно сложна и не может быть изучена даже с применением современных средств регистрации и обработки сейсмических данных.

Осадочный чехол седиментационных впадин Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов отличается более простым строением, хотя достоверные данные о составе и возрасте осадочных комплексов и пород акустического фундамента здесь практически отсутствуют (за исключением западной части Кроноцкого залива).

Верхняя часть осадочного разреза седиментационных впадин обычно представлена ритмично слоистыми толщами с субгоризонтальными границами раздела и признаками грави-

тационного перемещения осадков при формировании слоев, что указывает на их принадлежность к турбидитам. Образование этих толщ связано, вероятнее всего, с резким увеличением сноса терригенного материала в ледниковые периоды верхнего плиоцена-плейстоцена. Эти толщи составляют основную часть осадочного заполнения седиментационных впадин Восточной Камчатки. Их мощность достигает максимальных значений в южной части котловины Кроноцкого залива (1.5 - 2 км), в центральных частях котловин Авачинского (1 - 1.2 км) и Камчатского (0.8 - 1 км) заливов. Максимальные мощности турбидитов соответствуют, как правило, наиболее погруженным участкам впадин и основаниям склонов. Их первичное залегание часто нарушено тектоническими движениями, а у основания склонов - гравитационно-оползевыми процессами и эрозией. Толщи турбидитов подстилаются, как правило, акустически прозрачным осадочным комплексом. По границе их раздела часто отмечается угловое несогласие. Это несогласие наиболее ярко выражено в периферийных частях котловин, где носит характер подошвенного налегания.

Ниже мы кратко рассмотрим основные черты и некоторые особенности строения осадочного чехла на акваториях заливов Восточной Камчатки по данным сейсмоакустических исследований и немногочисленным данным геологического опробования.

В Кроноцком заливе соотношение акустически прозрачного осадочного комплекса с залегающими выше толщами турбидитов и подстилающим акустическим фундаментом изучено достаточно подробно. На рис.1.19 (а,б,в) представлены сейсмоакустические разрезы, ориентированные вкост котловины Кроноцкого залива и её восточного обрамления (Кроноцкого хребта).

На рис.1.19 (б), акустически прозрачный осадочный комплекс (В) прослеживается непрерывно от западного склона Кроноцкого залива до Кроноцкого хребта (иногда до его внешнего склона). При этом этот комплекс залегает согласно с поверхностью акустического фундамента (С) и сравнительно выдержан по мощности. В привершинной части Кроноцкого хребта акустически прозрачный комплекс также повсеместно прослеживается, причем в северной части хребта он частично срезается поверхностью абразионно-аккумулятивной террасы, погруженной в настоящее время на глубину более 2.5 км.

Судя по «конформности» акустически прозрачного комплекса, его формирование происходило, вероятнее всего, на относительно плоской поверхности акустического фундамента, а современное залегание обусловлено более поздними тектоническими движениями, сформировавшими котловину залива, её западный склон и хребет-барьер. При этом тектонические движения проявлялись конседиментационно по отношению к верхней турбидитовой толще (А), что хорошо видно на представленных разрезах (рис.1.19).

В направлении шельфа Кроноцкого залива акустический фундамент и конформный акустически прозрачный осадочный комплекс воздымаются и срезаются поверхностью абразионной террасы, внешняя кромка которой опущена до глубин около 1 км (рис.1.20). На плоской поверхности этой террасы залегает комплекс шельфовых отложений, мощность которого возрастает по направлению к внутренней бровке шельфа. В структуре комплекса шельфовых отложений различимы признаки многочисленных несогласий, которые будут подробно рассмотрены в следующем разделе.

Шельф и склон Кроноцкого залива расчленены глубокими каньонами и эрозионными врезами. Масштабы эрозионного расчленения шельфа и склона в северо-западной части залива проиллюстрированы на рис.1.21. На представленном сейсмоакустическом разрезе видно, что эрозионные врезы (каньон Ольги и его многочисленные притоки) полностью расчленяют осадочные комплексы (А, В) и глубоко врезаются в акустический фундамент (С). При этом бортами каньонов и эрозионных врезом срезаются породы обоих осадочных комплексов и акустического фундамента.

Аналогичная картина наблюдается и для более южных участков шельфа и склона Кроноцкого залива, где расположены ещё более впечатляющие по размерам каньоны - Жупановский и Кроноцкий. На рис.1.22 представлен сейсмоакустический разрез внешнего шельфа, ориентированный вкост Кроноцкого каньона. Глубина этого каньона здесь достигает 2-х км, причем основная часть русла врезана в породы акустического фундамента. На представленном разрезе можно проследить ещё одну важную черту многих каньонов Восточной Камчатки: их приуроченность к зонам тектонических нарушений. Действительно, на разрезе отчетливо видна «нестыковка» поверхности абразионного среза при переходе с одного борта каньона к противоположному, причем величина «нестыковки» измеряется первыми сотнями метров. Очевидно,

что тектонические движения, обусловившие наблюдаемое на разрезе относительное смещение поверхности террасы, могли проявиться лишь после её формирования, т.е. в данном случае мы наблюдаем проявление сравнительно недавних, по-видимому, четвертичных тектонических движений. Однако, обратив внимание на относительное расположение выходов акустического фундамента (С) на противоположных бортах каньона (более существенное, чем для террас, различие гипсометрических уровней), можно сделать вывод о том, что эти движения проявились унаследовано, по существовавшей ранее зоне тектонических нарушений, при этом было унаследовано и направление относительных смещений.

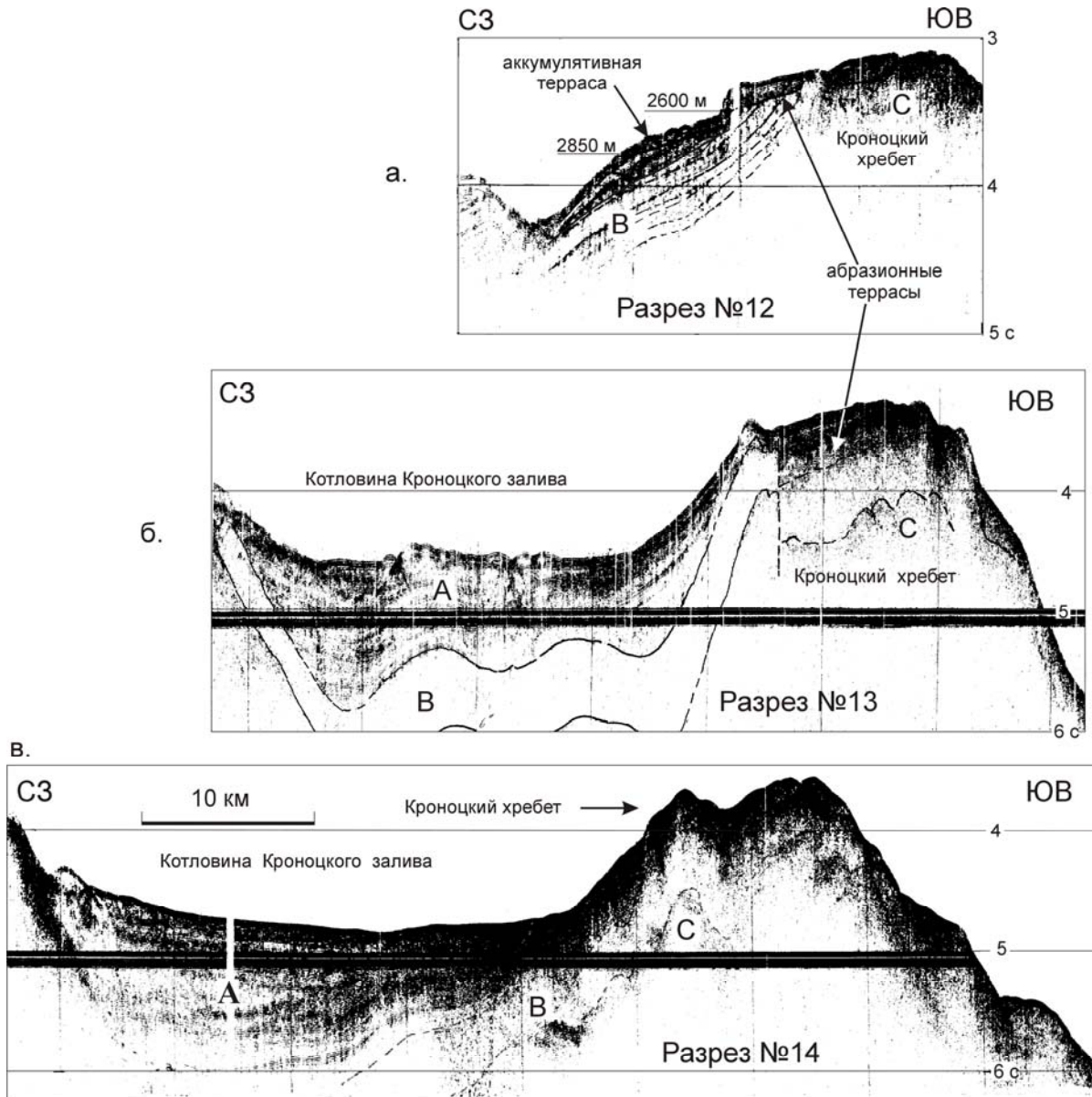


Рис. 1.19 а,б,в. Сейсмоакустические разрезы котловины Кроноцкого залива и Кроноцкого подводного хребта. Буквами А, В и С на разрезах обозначены соответственно: сеймофации турбидитового заполнения, акустически прозрачный комплекс и акустический фундамент. Разрезы получены в 9 рейсе НИС «Вулканолог» (1979 г.). Положение разрезов приведено на рис.1.8 (а - №12, б - №13, в - №14).

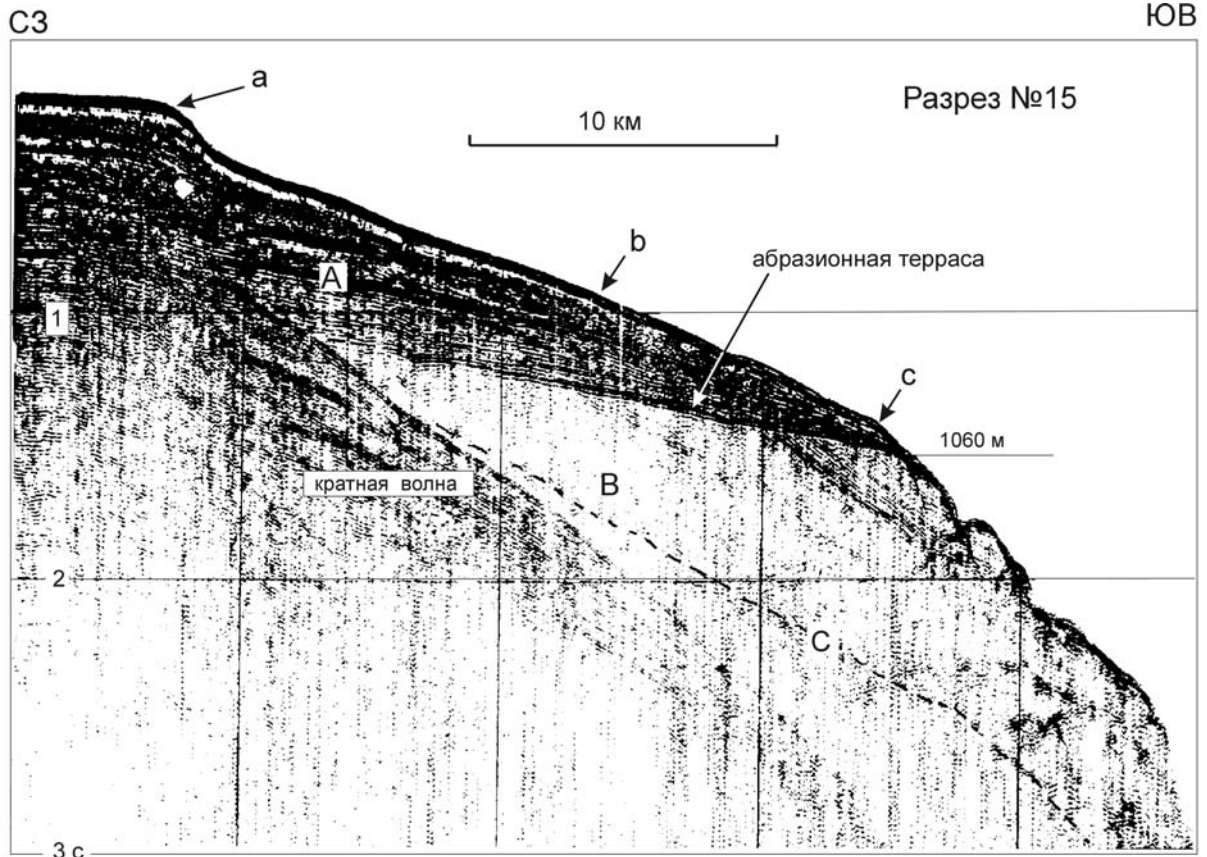


Рис. 1.20. Сейсмоакустический разрез шельфовой террасы в западной части Кроноцкого залива. Получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза приведено на рис.1.8 (разрез №15). Буквами a, b, c, соответственно обозначены: внутренняя, промежуточная и внешняя бровки шельфа, а буквами А, В, С, соответственно: сеймофазии надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачный комплекс и акустический фундамент.

На основании рассмотренных примеров можно констатировать, что каньоны Восточной Камчатки являются весьма привлекательными объектами для изучения геологического строения не только шельфа и верхней части континентального склона, но и седиментационных впадин, включая их восточное обрамление.

В 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.) в каньонах Кроноцкого залива было выполнено 13 результативных драгирований, из них 6 - в каньоне Ольги, 5 - в Жупановском и 2 - в Кроноцком каньонах. Драгирования выполнялись по отработанным ранее сейсмоакустическим профилям, при этом проводилось поинтервальное опробование акустического фундамента и различных участков акустически прозрачного осадочного комплекса. В результате был изучен разрез, характеризующийся следующей последовательностью пород.

Нижняя часть разреза, соответствующая акустическому фундаменту, представлена плагиобазальтами и андезито-базальтами. Выше по разрезу (вероятно в кровле акустического фундамента) залегают вулканокластические породы (туфы, гиалокластиты), а также конгломераты и гравелиты, содержащие гальку залегающих ниже вулканических пород. Выше конгломератов, гравелитов и вулканокластических пород залегают осадочные породы, среди которых преобладают диатомиты.

Петрографические особенности драгированных эффузивных пород изучались в Институте вулканологии С.А. Хубуная, вулканокластических и осадочных - К.А. Скрипко. Анализ диатомовых был проведен Е.Г. Лупкиной и И.Б. Цой.

На основе петрографического изучения драгированные эффузивы разделены на 2 группы. Первая группа - плагиобазальты и гипокристаллические андезито-базальты - по минеральным парагенезам и особенностям кристаллизации тождественны палеогеновым вулканитам Кроноцкого полуострова - низкокалиевым высокоглиноземистым базальтам и ферроандезито-базальтам.

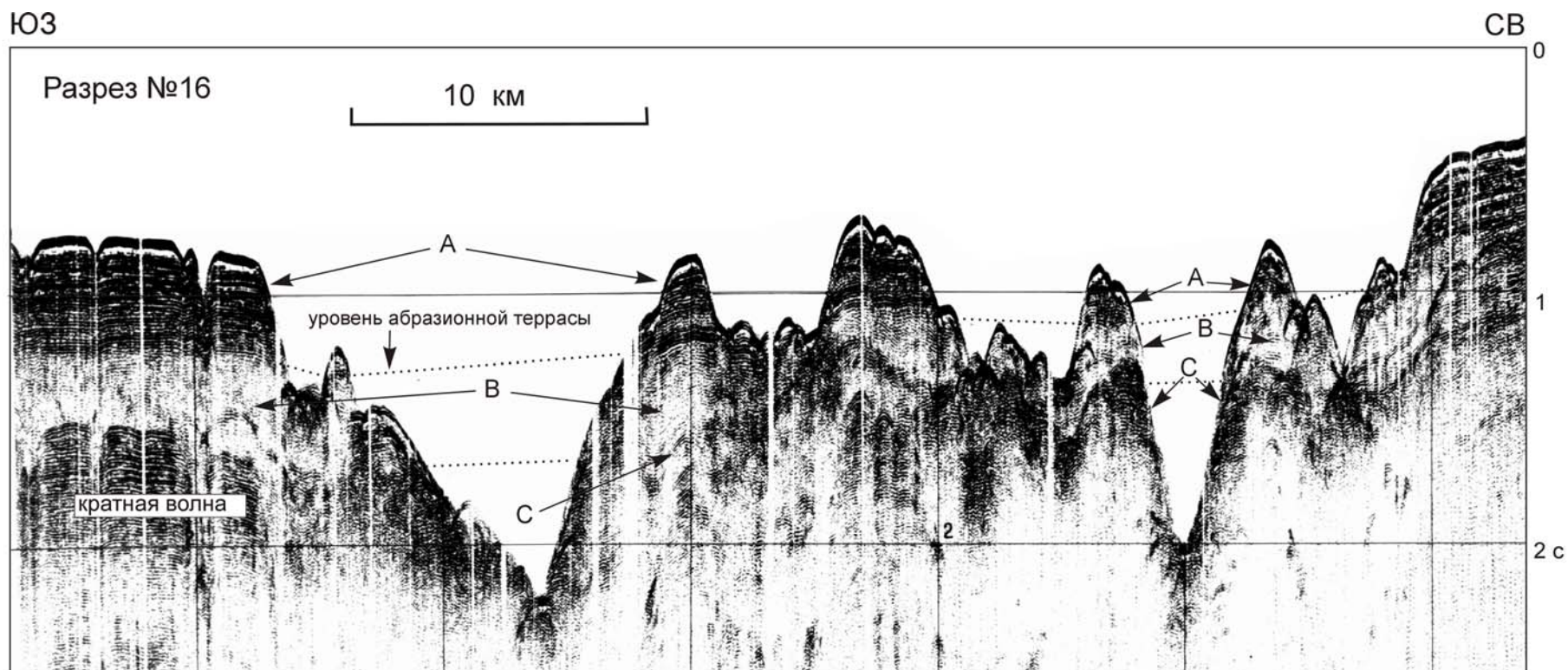


Рис. 1.21. Продольный сейсмоакустический разрез опущенной шельфовой террасы в западной части Кроноцкого залива. Буквами А, В, С обозначены соответственно сеймофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного комплекса и акустического фундамента. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №16).

Для них, как и для вулканитов Кроноцкого п-ова, наиболее характерны преобладание высококальциевого плагиоклаза над темноцветными минералами, поздняя кристаллизация магнетита и появление оливина в основной массе (Хубуня, 1981). Это позволило отнести эффузивы первой группы к продуктам низкокальциевой высокоглиноземистой магмы.

Вторая группа эффузивов - двупироксеновые плагиобазальты и андезито-базальты с пиалотакситовой структурой основной массы - отнесены к известково-щелочной серии пород. От палеотипных лав восточных полуостровов Камчатки, излившихся в подводных условиях, породы этой группы отличаются по ряду петрографических особенностей (флюидальностью, параллельным заполнением кристаллов и микролитов плагиоклазом и т.п.).

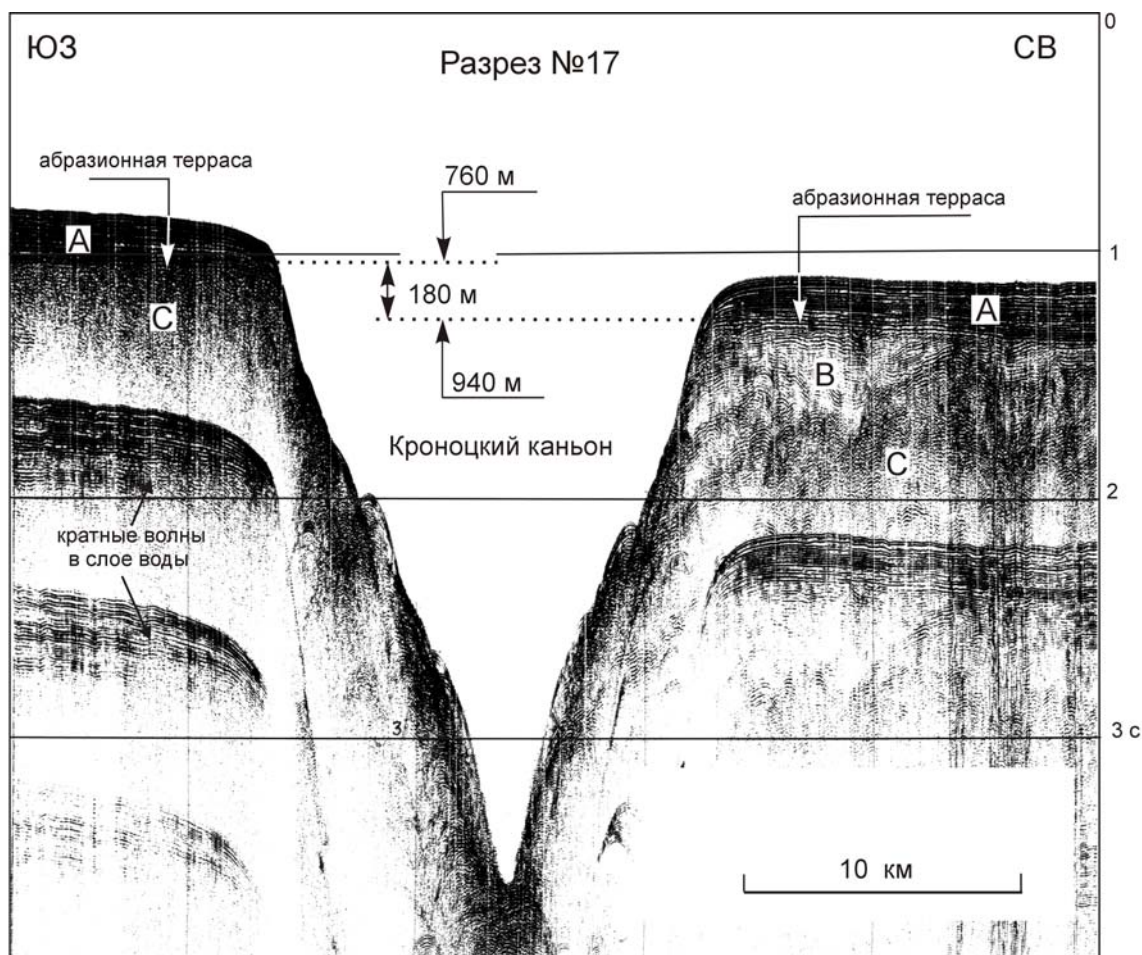


Рис. 1.22. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа Кроноцкого залива, ориентированный вкост Кроноцкого каньона. Буквами А, В, С на разрезе обозначены соответственно сейсмофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного осадочного комплекса и акустического фундамента. Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №17).

Вулканокластические породы представлены гиалокластами и туфами. Первые представляют собой, по-видимому, корки закалки лав, излившихся в подводных условиях. Вторые, вероятнее всего, являются продуктами измельчения лав при извержениях в субаэральных условиях. В вулканокластических породах широко развито замещение вулканического стекла глауконитом, опалом и халцедоном.

Осадочные породы представлены последовательным рядом от конгломератов до алевролитов, причем вверх по разрезу отмечается уменьшение размерности и содержания вулканогенного обломочного материала. Галька конгломератов и гравелитов представлена почти исключительно подстилающими эффузивами. Окатанность обломков хорошая и средняя. В составе цеолита присутствует глауконит и халцедон, образовавшийся, по-видимому, при подводном выветривании туфов и гиалокластов. Выше по разрезу залегают песчаники и алевролиты, состоящие из обломков вулканических пород и минералов, новообразованных минералов (халце-

дон, глауконит и продукты его окисления, глинистые минералы, гидроокислы железа) и остатков раковин диатомовых микроорганизмов. Вверх по разрезу содержание диатомовых возрастает, а количество и размер обломочного материала уменьшается, при этом среди образцов часто присутствуют чистые органогенные диатомиты, практически без обломочного материала.

Наиболее представительные образцы диатомитов подняты в Кроноцком каньоне и каньоне Ольги. Результаты диатомового анализа, выполненного Е.Г. Лупикиной и И.Б. Цой, свидетельствуют о весьма длительном формировании толщи диатомитов. Наиболее древние образцы датированы средним эоценом - ранним олигоценом (Цой, 2003; Цой, Шастина, 2005). Таким же временным интервалом был датирован один из образцов этой толщи, поднятый грунтовой трубкой в каньоне Ольги несколько раньше, в 9-м рейсе НИС «Вулканолог». Кроме палеогеновых, в драгированных образцах определены также диатомовые миоценового и плиоцен-четвертичного возраста (последние, вероятно, относятся уже к основанию верхнего осадочного комплекса). При этом видовой состав диатомовых в большинстве изученных образцов свидетельствует о сравнительно мелководных условиях открытого моря при их формировании.

Таким образом, есть основания полагать, что сравнительно маломощный (400-700 м) акустически прозрачный осадочный комплекс, подстилающий турбидитовые толщи котловины Кроноцкого залива, был сформирован в течение весьма продолжительного отрезка времени (средний эоцен – миоцен). Подстилающие породы акустического фундамента, представленные конгломератами, гравелитами и вулканокластитами, образованы, вероятно, не позднее среднего эоцена, а залегающие ниже основные эффузивы имеют, по-видимому, нижнеэоценовый или палеоэоценовый возраст.

Выявленные особенности геологического строения дна западной части Кроноцкого залива позволяют сделать некоторые выводы в отношении структурно-фациальных условий образования изученных комплексов горных пород и истории развития этого района, которые, по-видимому, в значительной мере могут быть отнесены на котловину залива и ее восточное обрамление (хребет-барьер).

Эффузивы, драгированные в каньонах Кроноцкого залива, образованы, вероятнее всего, на заключительном этапе развития палеоэоценовой островной дуги. Этот этап характеризовался проявлениями вулканизма в субаэральных и мелководных условиях и прекратился, по-видимому, в среднем эоцене. Вулканические постройки были срезаны морской абразией, что привело к образованию широкого мелководного плато, перекрытого гравийно-галечниковыми отложениями. Далее, в течение длительного времени со среднего эоцена до верхнего миоцена на широкой плоской вершине реликтовой дуги происходило медленное накопление толщ диатомитов. Лишь к новейшему времени, по-видимому, в верхнем миоцене, акватория Кроноцкого залива стала ареной интенсивных дифференцированных тектонических движений. Эти движения привели к образованию субмеридионально ориентированных структур: прогиба (котловины залива) и сопряженных с ним поднятий в районе современного шельфа и хребта-барьера. При этом проявились также движения по разломам субширотного и СЗ простираний. Наиболее интенсивное воздымание произошло в районе современного шельфа. Здесь осадочные комплексы и подстилающие их вулканические породы были подняты значительно выше поверхности океана. Затем, в результате субаэральной денудации и морской абразии здесь была сформирована обширная поверхность выравнивания, подстилающая в настоящее время плейстоценовые шельфовые отложения. Отдельные участки хребта-барьера, по-видимому, также были подняты выше уровня океана и подвергались абразии. Признаки абразионно-аккумулятивной поверхности выравнивания установлены в пределах северной части Кроноцкого подводного хребта (см. рис.1.19). По-видимому, в это же время начала развиваться система эрозионных долин (каньонов), положение которых контролировалось разломами СЗ простирания, и котловина начала заполняться обломочным материалом, выносимым по каньонам гравитационными потоками.

На заключительном этапе развития, по-видимому, с верхнего плиоцена по настоящее время, на акватории Кроноцкого залива проявились интенсивные нисходящие движения, которые привели к погружению поверхностей выравнивания в пределах хребта-барьера на величину около 2.5 км. Областью устойчивых нисходящих движений стал и современный шельф Кроноцкого залива, где внешние участки сформированной ранее поверхности выравнивания в течение плейстоцена были опущены иногда более чем на 1 км. На фоне нисходящих движений унаследованно продолжалось прогибание котловины залива относительно ее западного и восточного обрамления, что нашло отражение в конседиментационных структурах турбидитового заполнения котловины по её периферии (см. рис.1.19 б,в).

Особенности геологического строения акватории Кроноцкого залива, установленные по геофизическим данным и составу драгированных пород, свидетельствуют о том, что его морфоструктуры образованы новейшими тектоническими движениями и наложены на реликты островной дуги эоценового, или более древнего (эоцен-палеоценового) возраста.

Для Авачинского и Камчатского заливов достоверные данные о составе и возрасте пород акустического фундамента и осадочного чехла отсутствуют. Проведенные здесь единичные драгирования пока не дали убедительного ответа на этот вопрос. Так, в 13-15 рейсах НИС «Пегас» в пределах континентального склона Восточной Камчатки было выполнено 6 станций драгирования: 2 станции (№№ 5 и 6) - на внешнем склоне хр. Шатского в Авачинском заливе, и 4 станции (№№ 7-10) - южнее и юго-восточнее п-ова Камчатский (*Неверов и др., 1980*). На пяти станциях были подняты глинистые илы с включениями гальки и щебня пестрого состава, и лишь на одной (ст.№5) были подняты, судя по описанию, условно-коренные обломки разнообразных магматических и осадочных пород. Однако весьма пестрый состав обломков (только магматических пород более 10 разновидностей от базальтов и габбро до гранитов и граносиенитов) свидетельствует скорее о мощном влиянии здесь ледового разноса, чем о составе коренных обнажений. Подобные попытки драгирований в этих районах с аналогичными результатами неоднократно предпринимались здесь и в рейсах НИС «Вулканолог». Несомненно, что в тектонических уступах и, особенно, в бортах молодых эрозионных врезов этих акваторий должны встречаться обнажения коренных пород, но их достоверное выявление и изучение, по-видимому, требует применения принципиально иных, более современных средств пробоотбора (визуально контролируемых пробоотборников или обитаемых аппаратов).

Судя по данным НСП, на континентальном склоне юга Камчатки и в Авачинском заливе под слоистыми толщами турбидитов эпизодически прослеживаются акустически прозрачные осадочные комплексы, залегающие конформно акустическому фундаменту. Наиболее близко к поверхности дна породы этих комплексов залегают в пределах внешнего шельфа южной Камчатки, где, как и в Кроноцком заливе, слагают периферийные участки опущенной абразионной террасы, перекрытой маломощным (первые десятки метров) чехлом шельфовых отложений, и вполне доступны для изучения посредством неглубоких скважин. Ввиду отсутствия здесь свежих (верхнеплейстоценовых) эрозионных врезов, крупные обнажения пород нижнего осадочного комплекса и подстилающего акустического фундамента в пределах внешнего шельфа и склона южной Камчатки, представляющие интерес для драгирований, маловероятны. Такие обнажения, по-видимому, имеются в западной части Авачинского залива. Здесь верховья Авачинского каньона, представленные серией прогрессирующих в своем развитии эрозионно-тектонических долин, глубоко расчлениют шельф и склон. Борты долин часто представлены крутыми (более 45°) уступами, в которых, вероятно, обнажаются породы, подстилающие абразионную поверхность выравнивания. По ряду причин драгирования в верховьях Авачинского каньона не проводились.

Судя по данным ГСЗ по профилю 7-ОС (*Аносов и др., 1978*), в западной части Авачинского залива осадки подстилаются породами с высокими значениями скорости продольных волн (5.5 км/с), характерными для плотных изверженных пород, а восточнее (под котловиной Авачинского залива и хребтом Шатского) скорости продольных волн в акустическом фундаменте снижаются до 3.9 км/с, т.е. до значений, характерных для вулканогенно-осадочных или консолидированных осадочных пород.

В северной части Авачинского залива отложения верхнего (слоистого) осадочного комплекса подстилаются поверхностью выравнивания, отдельные участки которой имеют совершенно плоский рельеф (рис.1.23). В западной части залива по этой поверхности установлены признаки среза границ напластования, что позволило отнести эту поверхность к абразионной террасе, несколько деформированной тектоническими движениями и опущенной на значительные (иногда до 2.5-3 км) глубины.

Плоская вершина хребта Шатского покрыта чехлом субгоризонтально залегающих осадков, которые в восточном направлении теряют признаки слоистости и переходят в «акустически немые» комплексы внешнего склона хребта и материкового борта желоба. Хребет Шатского граничит с котловиной Авачинского залива по разлому субмеридионального простирания, хорошо выраженному в рельефе дна и структуре осадков. Морфологическая выраженность этого разлома возрастает на юге и уменьшается в северном направлении. Отметим, что с этим разломом пространственно связана значительная часть эпицентров сильных мелкофокусных землетрясений, регистрируемых в Авачинском заливе (*Селиверстов, 1987*).

Хребет Шатского и котловина Авачинского залива на севере ограничены крупным разломом СЗ простирания, отделяющего эти морфоструктуры от подводного продолжения Шипунского п-ова (рис.1.24). Ранее отмечалось, что в северной части Авачинского залива осадки подстилаются поверхностью выравнивания. Эта же поверхность прослеживается и в районе сочленения хр. Шатского с подводным продолжением структуры Шипунского п-ова. Ее смещение по упомянутому выше разлому СЗ простирания достигает величины более 1 км. Наблюдаемое на сейсмоакустических разрезах закономерное разрастание мощности слоистых осадочных комплексов по направлению к тектоническому уступу, свидетельствует о том, что движения по разлому проявлялись конседиментационно. Значительные смещения поверхности выравнивания отмечаются и по зоне субмеридионального простирания между котловиной залива в северной ее части и хр. Шатского.

К сожалению, в отношении возраста поверхности выравнивания и перекрывающих ее осадков достоверные данные отсутствуют. Если считать, что основной объем субгоризонтально залегающих слоистых комплексов континентального склона был отложен в ледниковые периоды плейстоцена, то формирование поверхности выравнивания следует отнести к верхнему миоцену - плиоцену. В этом случае основные события по формированию современных морфоструктур северной части Авачинского залива (включая подводное продолжение Шипунского полуострова) происходили в верхнеплиоцен-четвертичное время.

Котловина Камчатского залива отличается от котловины Авачинского и Кроноцкого заливов своей большей глубиной и меньшим объемом осадочного заполнения, что создает впечатление о ее более позднем образовании. В западной части залива слоистые толщи осадков подстилаются поверхностью выравнивания, и строение верхней части разреза здесь очень напоминает строение внешних участков шельфа северной части Кроноцкого залива (рис.1.25). Однако, в отличие от Кроноцкого и Авачинского заливов, под поверхностью выравнивания здесь не удается выявить признаков абразионного среза реликтового осадочного слоя. Поэтому, если связывать происхождение поверхности выравнивания с субаэральной денудацией и волновой абразией, необходимо признать, что при этом срезались породы, лишенные полого залегающих границ напластования, т.е., вероятнее всего, консолидированные вулканогенно-осадочные или вулканические породы. Об этом косвенно свидетельствуют и трогообразные поперечные профили подводных каньонов Сторож. Судя по приводимому на рис.1.25 разрезу, донная эрозия в этих каньонах приостановилась, достигнув поверхности выравнивания. В рельефе поверхности выравнивания и структуре перекрывающих её слоистых толщ здесь хорошо различимы разрывные нарушения. Наиболее крупные из них, со смещениями по вертикали в первые сотни метров, имеют субширотное простирание.

Достоверные сведения о составе и возрасте пород, срезаемых поверхностью выравнивания, для Камчатского залива отсутствуют. При драгировании тальвега и бортов каньонов Сторож в 12 рейсе НИС «Вулканолог» были подняты лишь песчанистые глины предположительно плейстоценового возраста с включениями щебня и гальки. Эти отложения, по-видимому, соответствуют слоистым осадочным комплексам, залегающим выше поверхности выравнивания.

В северной части Камчатского залива прослеживаются признаки строения верхней части разреза, аналогичные таковым западной части залива. На сейсмоакустических разрезах, ориентированных вкрест подводного хребта Камчатского Мыса и северной части залива (рис.1.26а,б), различимы признаки слоистого осадочного комплекса на западном склоне подводного хребта Камчатского Мыса и в северной части Камчатского залива западнее Камчатского каньона. Таким образом, выявляется вполне определенное сходство в строении верхней части разреза для северных и западных акваторий Камчатского залива. По-видимому, в плиоцене здесь существовала обширная поверхность выравнивания, на которой в процессе ее погружения в верхнем плиоцене-плейстоцене формировался аккумулятивный шельф. Затем, вероятно в конце нижнего плейстоцена, здесь проявились интенсивные тектонические движения, которые привели к опусканию внешних участков шельфа на величину до 1.5 - 2 км. При этом опускания внешнего шельфа сопровождалось воздыманием подводного хребта Камчатского Мыса.

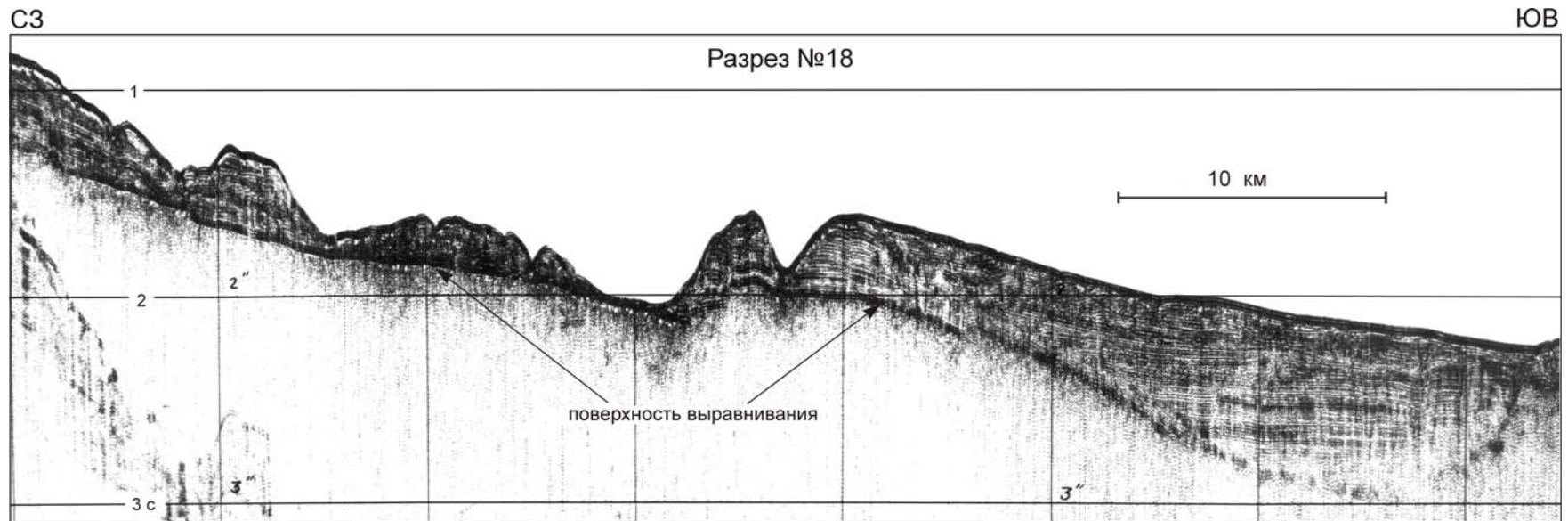


Рис. 1.23. Сейсмоакустический разрез северной части Авачинского залива, иллюстрирующий характер залегания глубоко погруженной поверхности выравнивания. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №18).

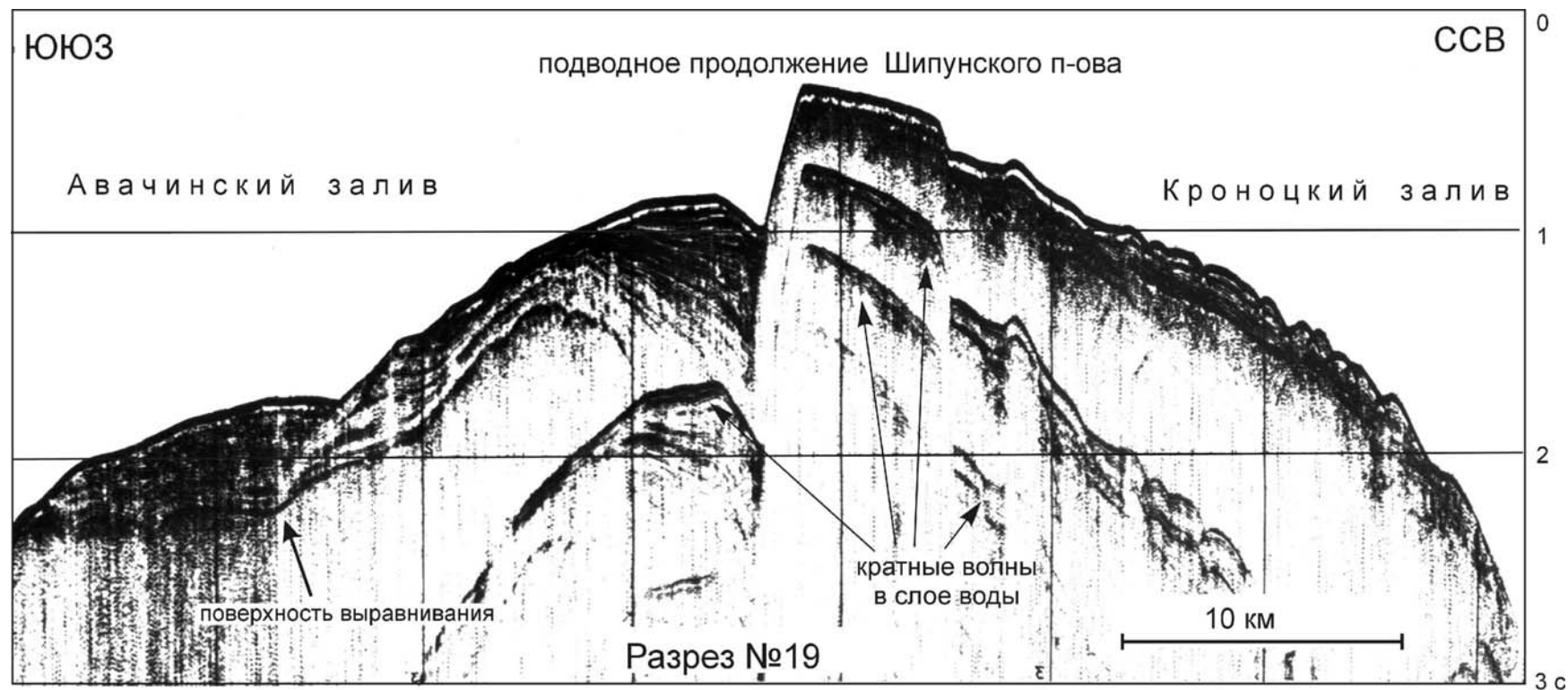


Рис. 1.24. Сейсмоакустический разрез подводного продолжения Шипунского п-ова. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №19).

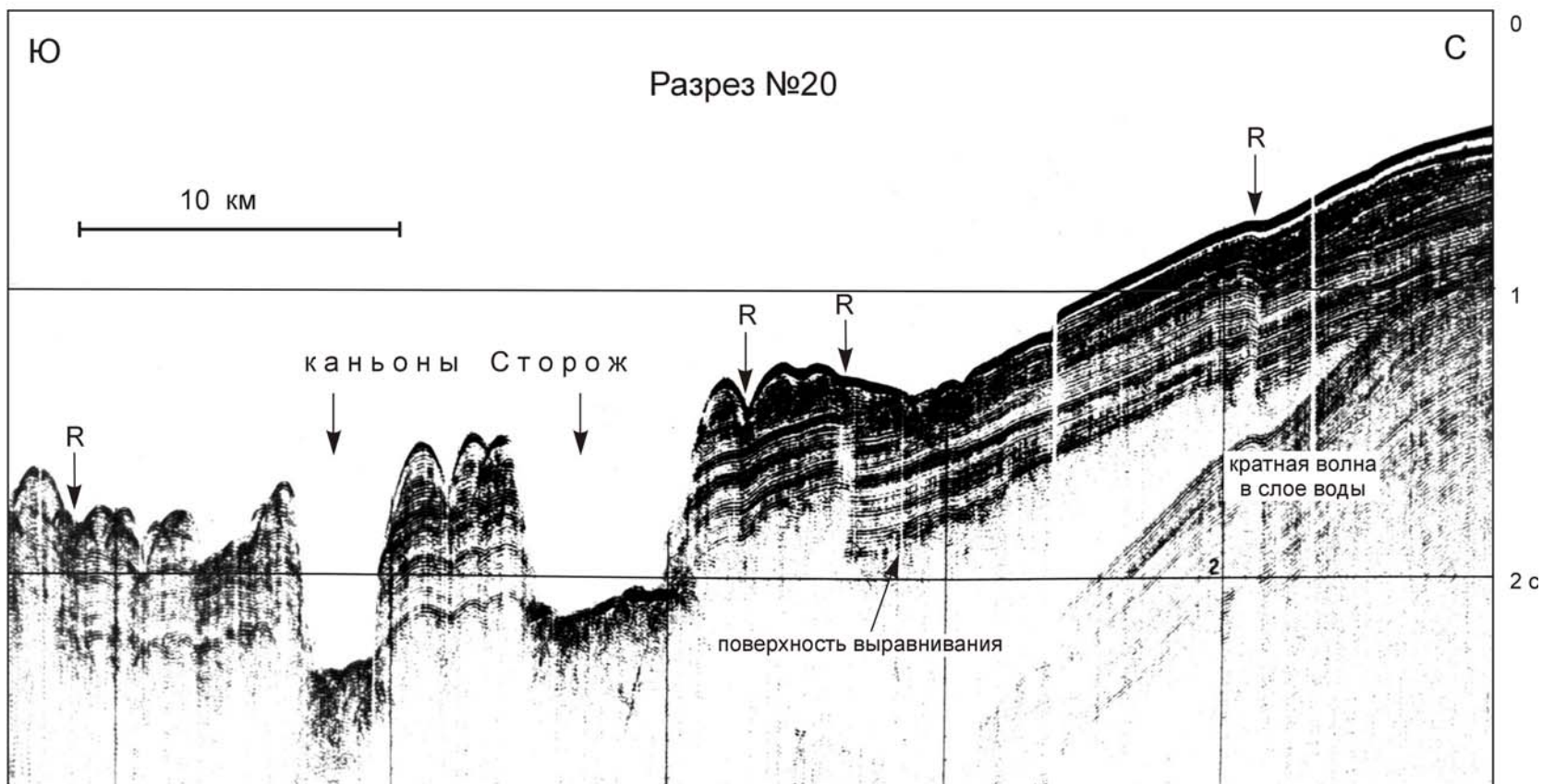


Рис. 1.25. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа в западной части Камчатского залива. Буквой R обозначены новейшие разрывные нарушения. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза показано на рис.1.8 (разрез №20).

ниями щебня и гальки, возраст которых, судя по остаткам диатомовых, не древнее верхнего плиоцена-плейстоцена.

Строение южной части котловины Камчатского залива напоминает строение котловины Кроноцкого залива. На сейсмоакустическом разрезе, пересекающем южную часть котловины Камчатского залива (рис.1.27а), прослеживается двухъярусное строение осадочного чехла. Нижний ярус представлен акустически прозрачным комплексом мощностью около 500 м, залегающим конформно акустическому фундаменту. По условиям залегания, акустическим свойствам и мощности этот комплекс сопоставим с описанным ранее олигоцен-миоценовым комплексом в основании осадочного разреза котловины Кроноцкого залива. Верхний ярус представлен слоистыми толщами с признаками, характерными для турбидитового заполнения седиментационных впадин. Мощность этого комплекса достигает 1 км. Первичное субгоризонтальное залегание границ раздела в пределах верхнего комплекса нарушено постседиментационными движениями, которые привели к смещению оси прогиба в западном направлении. Смещение прогиба не сопровождалось последующим его заполнением толщами турбидитов, что было связано, вероятнее всего, с появлением более глубоководных участков прогиба в центральной части котловины Камчатского залива, куда и поступала основная часть обломочного материала. На сейсмоакустическом разрезе, пересекающем котловину залива ближе к её центру (рис. 27б), действительно различимы признаки горизонтально-слоистых толщ турбидитового заполнения прогиба в окрестностях максимальных отметок глубин.

Если связывать образование слоистых осадочных комплексов в котловине и на склонах Камчатского залива с ледниковыми периодами верхнеплиоцен-четвертичного времени, следует признать, что в течение плейстоцена на акватории Камчатского залива отчетливо проявилось тектоническое событие, в результате которого произошло прогибание центральной части котловины и значительное (до 1.5 - 2 км) погружение обширных участков сформированного ранее шельфа в пределах ее северного и западного обрамления. Такое событие, вероятнее всего, имело место в конце нижнего - начале среднего плейстоцена.

Выше, рассматривая строение осадочного чехла на возвышенности Обручева, мы обращали внимание на «термобарические» отражающие границы типа «BSR» в осадочном теле Мейджи, где их происхождение связывалось с диагенезом диатомовых глин. На акватории Камчатского залива, в самой северной её части, нами также установлено существование «термобарической» отражающей границы, однако есть основания полагать, что здесь её происхождение связано с повышенным содержанием в осадочном чехле углеводов и положение этой границы соответствует подошве зоны образования гидратов метана. Эта граница отчетливо фиксируется на весьма локальном участке дна и лишь на высокочастотных (порядка 200 Гц) сейсмоакустических разрезах. В связи с практическим интересом к обнаружению такого типа границ (как признаку высокого содержания в осадочном чехле лёгких углеводов и их гидратов), уделим этому факту некоторое внимание.

Верховья Камчатского каньона на шельфе Камчатского залива разветвляются на серию долин (рис.1.28). Основная часть этих долин расчленяет мелководные участки шельфа у основания подводного склона п-ова Камчатский. Кроме того, севернее 56°00' от Камчатского каньона в западном направлении ответвляется крупная долина субширотного (ЗСЗ) простирания. Протяженность этой долины около 12 км, ширина 6-8 км. Долина имеет трогообразный поперечный профиль и характеризуется плоским дном и крутыми бортами. По результатам драгирований, выполненных в 39 и 41 рейсах НИС «Вулканолог» (1991 г), северный борт долины сложен темноцветными слабо сцементированными песчаниками, а южный борт - зеленовато-серыми алевроитовыми глинами с примесью гравия (*Надёжный и др., 1993; Seliverstov et al., 1994*). Судя по возрасту диатомовых, определённого Е.Г. Лупикиной, эти глины были отложены в верхнем плейстоцене и соответствуют, вероятнее всего, продельтовым отложениям р. Камчатка, сформированным в последнюю ледниковую стадию плейстоцена.

Таким образом, полученные данные позволяют рассматривать долину в качестве очень молодой, в основном голоценовой морфоструктуры, а упомянутые различия в строении северного и южного бортов позволяют предполагать приуроченность этой долины к зоне тектонических нарушений субширотного (ЗСЗ) простирания. Северный и южный борта долины осложнены поперечными ступенями. Судя по форме ступеней (рис.1.29), они контролируются сбросовыми уступами, имеющими поперечную к простиранию долины субмеридиональную ориентацию.

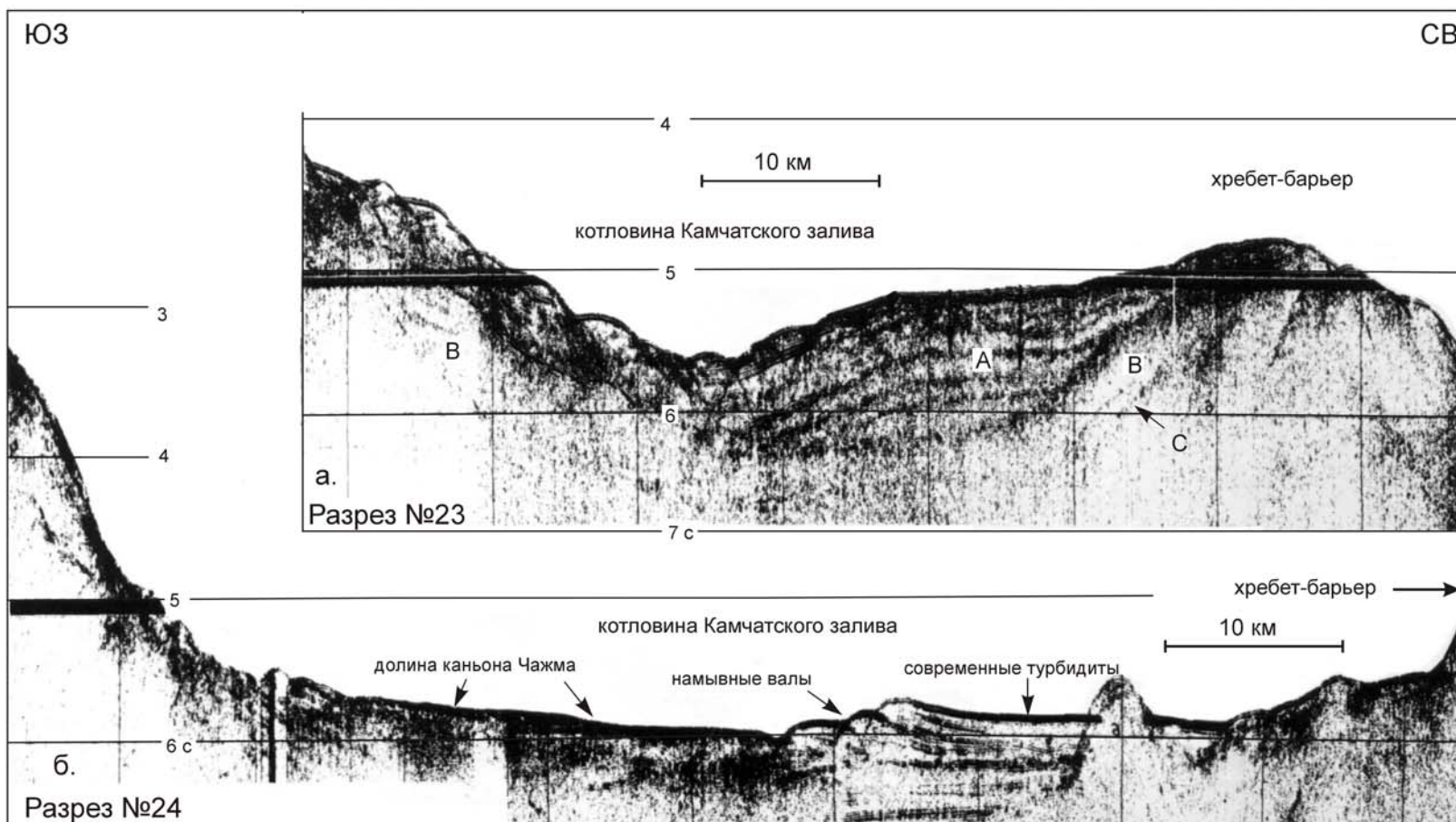


Рис. 1.27 а,б. Сейсмоакустические разрезы южной части котловины Камчатского залива. Буквенные обозначения см. на рис. 1.19-1.22. Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разрезов см. на рис.1.8 (разрезы №№ 23, 24).

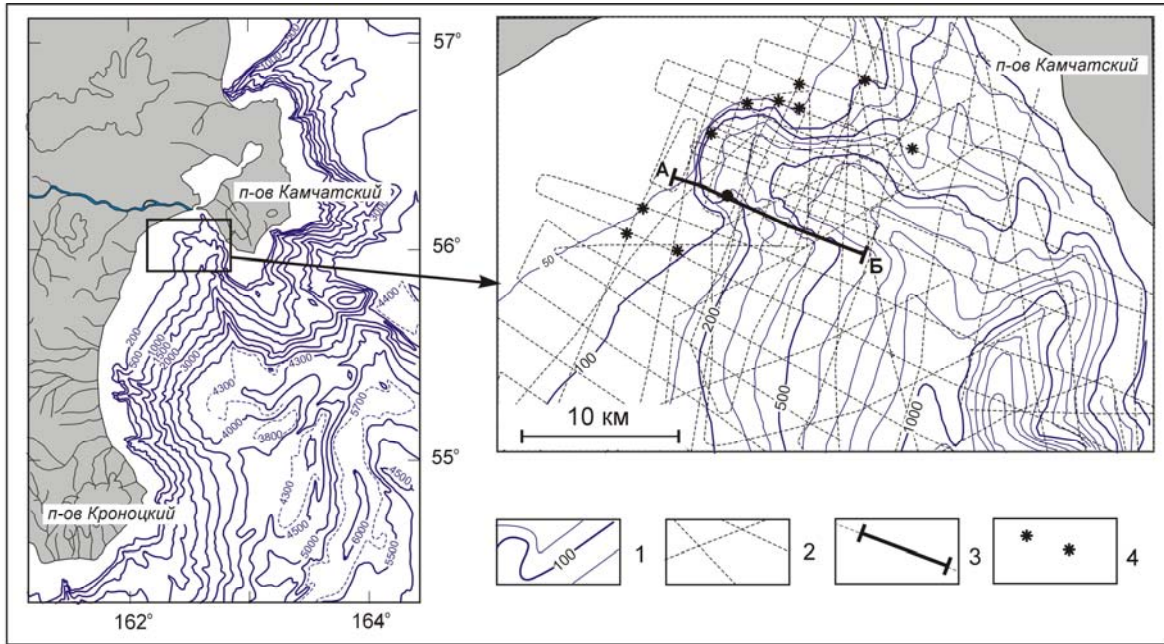


Рис. 1.28. Схема газопроявлений в северной части Камчатского залива.
 1 - изобаты (м); 2 - геофизические галсы, отработанные в рейсах НИС «Вулканолог»;
 3 - участок профиля (А - Б), по которому на рис. 1.29 представлен сейсмоакустический разрез; 4 - места регистрации газовых плюмов.

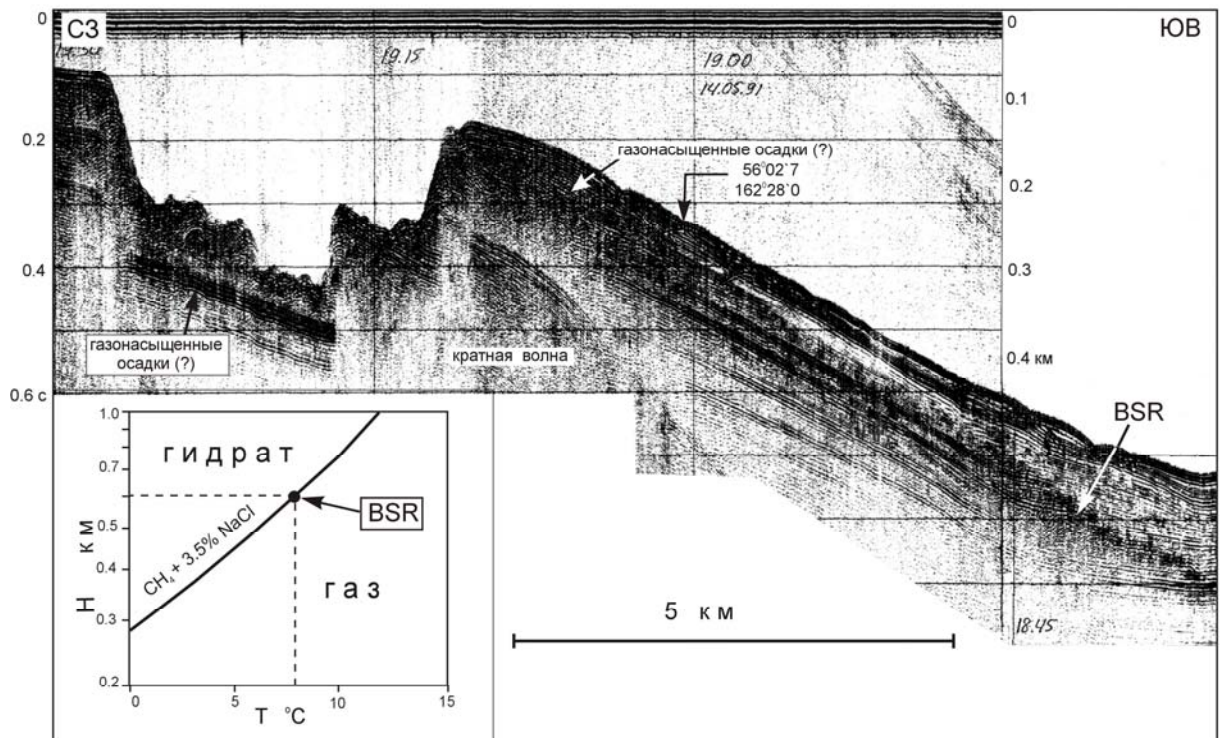


Рис. 1.29. Высокочастотный сейсмоакустический разрез по профилю А-Б (см. рис. 1.28). Разрез получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г). В нижней части рисунка представлена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат (в соответствии с работой Shipley, Didyk, 1982).

Если связывать происхождение долины с развитием голоценовых экзогенных процессов (гравитационно-оползневых, эрозионных и т.п.), необходимо признать, что эти процессы проявились в условиях деструкции толщи неконсолидированных осадков тектоническими процессами, обусловившими развитие субмеридионально ориентированных структур растяжения. Отметим, что такое пространственное соотношение структур указывает на их парагенетическую связь, соответствующую условиям правосторонней сдвиговой зоны, ориентированной по простиранию долины, т.е. можно полагать, что в северной части Камчатского залива в голоцене проявлялись тектонические движения, характерные для развития «алеутских» структур.

На рис.1.29 представлен высокочастотный сейсмоакустический разрез южного борта рассматриваемой долины. В юго-восточной части разреза отчетливо различимы признаки «термобарической» отражающей границы. В указанной стрелкой точке, эта граница залегает на глубине около 600 м от уровня моря и перекрыта толщей осадков примерно 100-метровой мощности. В левой нижней части рисунка приведена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат в соответствии с работой (*Shiple, Didyk, 1982*), на которой показано положение выделенной на разрезе точки и видно, что в случае «газгидратного» происхождения рассматриваемой «термобарической» границы температура в указанной точке разреза должна составлять 7.5-8 °C. Среднегодовая температура морских вод у поверхности дна, судя по данным (*Атлас..., 1974*), здесь должна составлять порядка 2-3 °C. Таким образом, при соответствии выделенной на разрезе границы типа «BSR» подошвы зоны гидратообразования, температурный градиент в толще осадков здесь должен составлять 4.5-6 °C на 100 м или 0.045-0.060 °C/м. Измерения характеристик теплового потока непосредственно в месте регистрации «термобарической» границы не проводились. Ближайшие станции теплового потока (B6-22 и B6-24) расположены на западном склоне подводного хребта Камчатского Мыса, соответственно в 35 и 18 км к юго-востоку от данного района. Несмотря на значительный разброс значений температурного градиента, измеренного на этих станциях (соответственно 0.031 и 0.070 °C/м), они хорошо сопоставимы с упомянутыми выше значениями и, очевидно, вполне приемлемы для интерпретации наблюдаемой на разрезе границы типа «BSR» в качестве подошвы слоя гидратонасыщенных осадков.

Необходимо отметить, что в верхней части осадочного разреза северной части Камчатского залива по сейсмоакустическим данным во многих местах отмечаются явные признаки газонасыщенных осадков. В частности, на приводимом разрезе можно видеть усиление «экранирующих» свойств приповерхностного слоя осадков по восстанию «термобарической» границы, приводящего к исчезновению слоистой структуры разреза, а также наличие горизонта с аномально высокими отражающими свойствами (типа «яркого пятна») под дном долины в СЗ части разреза.

О высокой газонасыщенности верхнего слоя осадков свидетельствуют также многочисленные «газовые плюмы», фиксируемые здесь на эхолотных записях. Места их обнаружения показаны на рис.1.28. Остаётся добавить, что при геологическом опробовании дна в северной части Камчатского залива вблизи обнаруженных «газовых плюмов», нами часто поднимались карбонатные образования в виде цемента литификатов, конкреций и корок (*Seliverstov et al., 1994*). Согласно существующим представлениям (*Лейн и др., 1989*), карбонатные минералы могут образовываться в местах газовых просачиваний на морском дне за счет углерода метана при его окислении.