

УДК 551

ТЕКТОНОСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ: ПРИМЕРЫ И МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИХ ИССЛЕДОВАНИЮ

Н.П. Чамов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.10.12

Рассмотрен междисциплинарный подход к изучению тектоноседиментационных систем, имеющих свои уровни (масштабы) в разноликом семействе тектонических структур, комплексов осадочного чехла и консолидированной коры. Универсальность такого подхода показана на примере контрастных областей — рифтогенной провинции с признаками формирования океанической коры и аккреционной призмы в зоне сочленения океана и континента.

Ключевые слова: осадочные бассейны, тектоноседиментационные системы, модель, примеры, осадочный чехол, кора.

Связь тектоники и седиментации

Теснейшую связь тектоники и седиментации одним из первых показал в XIX в. Н.А. Головкинский, который объяснил формирование слоистой структуры осадочных толщ колебательными движениями. Такой подход к пониманию процессов формирования осадочного разреза позволил ему на четверть века раньше немецкого геолога К. Вальгера установить, что вертикальная последовательность фаций повторяет их распределение в плане.

Соотношения между колебательными движениями и их геоморфологическим выражением было подробно рассмотрено В.В. Белоусовым (1962) в монографии «Основные вопросы геотектоники». Значительное внимание в этой работе было уделено вопросам формирования фаций и мощностей отложений в зависимости от колебательных движений земной коры, а также тектонической интерпретации разрезов осадочных толщ. В монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования» Н.М. Страхов (1947) показал четкую связь накопления бокситов, железных и марганцевых руд с тектоническими и климатическими факторами.

Разрабатывая учение о геологических формациях как естественных ассоциациях горных пород, Н.С. Шатский (1955, 1960) доказывал, что формационный анализ может быть использован для решения вопросов как в области седиментологии, так и общей и региональной тектоники, стратиграфии, поисков и картирования месторождений полезных ископаемых.

Необходимость литолого-тектонических исследований поняли и обосновали ведущие ученые российской геологической школы: А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, И.М. Губкин, А.П. Карпинский, А.Н. Мазарович, В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов и др. Огромный вклад

в развитие фациально-циклического, фациально-парагенетического, фациально-геотектонического анализа внесли Д.В. Наливкин, Л.Б. Рухин, Н.Б. Вассоевич, Г.А. Иванов, Ю.А. Жемчужников, В.И. Попов, И.В. Хворова, В.Т. Фролов, П.П. Тимофеев и др.

Большое внимание реконструкции тектонических обстановок по фациальным признакам осадочных пород уделяют и зарубежные ученые. Крупные обобщения и методические разработки выполнили В.С. Крамбейн, Л.Л. Слосс, А.Х.Г. Митчелл, Д.Е. Кариг, А.Д. Майэлл, Г.Д. Мур, А. Аллен, Ф. Аллен, Г.Э. Рейнек, И.Б. Сингх, Ф.Дж. Петтиджон, У.Р. Дикинсон, Р.В. Ингерсолл, К.Дж. Басби и др. Особенно велика роль Х.Г. Рединга в формировании мировоззрения литологов и тектонистов многих стран, в том числе и российских специалистов (Обстановки..., 1990).

Неослабевающий интерес к литолого-тектоническим исследованиям отражают многочисленные публикации в таких востребованных изданиях, как «Sedimentology» и «Sedimentary Geology». На всех годичных собраниях Международного общества седиментологов (IAS) традиционно организуется секция «Tectonics and sedimentation».

Наибольшее развитие комплексные литолого-тектонические исследования получили в рамках изучения осадочных бассейнов — сложных природных объектов разной генетической природы (Allen, Allen, 1990). В России это направление отражено в крупных монографиях, касающихся общих вопросов геологии осадочных бассейнов: «Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов» (Никишин и др., 1999), «Литогеодинамика и минералогия осадочных бассейнов» (1998), «Минералогия осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей» (1998), «Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция» (2004).

В последней из них Ю.Г. Леонов, определяя главные особенности стратегии изучения осадочных бассейнов на современном этапе, приводит ряд положений, смысл которых сводится к следующему.

Объектом изучения является не только осадочное выполнение бассейна, но и весь объем горных пород, вовлеченных в его формирование. Они представляют собой единую систему, все части которой — осадочный чехол, фундамент, кора — находятся во взаимодействии, и между ними происходит обмен энергией, водой и флюидами. В результате этих сложных процессов происходят перераспределение и преобразование вещества, формирование разных видов полезных ископаемых, в том числе залежей углеводородов, которые сосредоточены не только в осадочном чехле, но и в породах фундамента.

Осадочные бассейны не являются статическими образованиями. Они представляют собой динамические постоянно меняющиеся объекты, структура которых формируется в результате длительной и часто многоэтапной эволюции. В частности, взаимовлияние тектонических и осадочных процессов не прекращается на стадии седиментогенеза. Существует чрезвычайно тесное и многоплановое взаимодействие тектонического режима и процессов преобразования уже накопившихся осадочных толщ в породу (литогенез). Взаимодействие это взаимное: тектонический режим способен увеличить скорость и интенсивность литогенеза, но и образование структур и форм рельефа может инициироваться не тектоническими, а осадочными процессами, прежде всего благодаря активной роли воды и флюидов. В этом отношении показательно появление термина «тектоническая литология» (Соколов, Конюхов, 1995). Действительно, структурообразование при галокинезе по степени влияния на осадочный чехол вполне сопоставимо с тектоническими процессами, инициированными эндогенными причинами. Сходные процессы имеют место и в областях развития вечной мерзлоты, где криогенный литогенез приводит к сложным деформациям и переработке осадочного чехла (Чамов, 1990).

Каждый из процессов, идущих в осадочном бассейне, является составной частью некоторой системы, развивающейся под влиянием множества разномасштабных факторов. Точно так же и сам осадочный бассейн, как бы четко он ни был ограничен в пространстве, является элементом более сложной «надбассейновой» системы структур и в целом подчиняется закономерностям ее развития.

Вывод о том, что осадочные бассейны являются элементами последовательности разномасштабных процессов и структур, представляется чрезвычайно важным. Рассмотрим этот вопрос.

Масштабы процессов и уровни тектоноседиментационных систем

Взаимосвязь тектонических и осадочных процессов реализуется на разных иерархических уровнях —

от общей геодинамической позиции области седиментации до локальных структур, а также на разных этапах существования обломочного материала — от мобилизации и переноса к фиксации и превращению в породу. Все эти разноплановые, длительные или катастрофические («лавинные») события реализуются в рамках столь же разномасштабных *тектоноседиментационных систем*. Термин этот в явном виде не используется, хотя именно он определяет пространственные размеры и энергетику взаимодействия тектонических и осадочных процессов.

Тектоноседиментационная система понимается нами как совокупность процессов и явлений, которые происходят при обязательном участии структурообразования и осадконакопления. Причинно-следственная неразделимость последних может быть определена как тектоносеквентная седиментация или выраженная в осадочных образованиях тектоника.

Очевидно, что обязательным условием терригенной седиментации является наличие источника кластики. Это определяет два важных следствия: 1) в состав тектоноседиментационных систем входят не только области накопления осадков, но и области размыва и 2) площадь тектоноседиментационных систем может намного превосходить площадь накопления осадков. Появление такого важного количественного показателя, как площадь, позволяет подойти к рассмотрению одного из краеугольных камней геологии — вопросу о масштабах геологических процессов.

Определение положения объекта исследования в ряду сопряженных, надстраивающих друг друга и взаимозависимых тектоноседиментационных систем является одним из главных условий адекватной интерпретации геологических данных. В частности, переоценка масштаба и роли осадочных бассейнов в строении тектоносферы породила тенденцию рассматривать их как некий универсальный индикатор геодинамических режимов. При этом сами исследователи, как правило, понимают, что площадь и объем земной коры, вовлеченные в реализацию крупных (значимых для тектоносферы) геодинамических процессов, намного превосходит таковые, участвующие в строении отдельного бассейна. Более того, крупномасштабные процессы приводят к появлению рядов осадочных бассейнов, складчатых и/или вулканических сооружений (например, ряды конвергентных окраин, коллизионных поясов, рифтогенных провинций). Именно строение латеральных рядов, а не отдельные структуры указывает на движущие геодинамические механизмы.

Изучение геологических объектов с позиций тектоноседиментационных систем позволяет корректно сопоставлять разномасштабные современные и древние тектонические и осадочные процессы в разных геодинамических областях на коре континентального, океанического или переходного между ними типа. Такой подход необходим для прослеживания существовавших в истории Земли тектоноседиментационных

обстановок с целью ответа на ряд фундаментальных вопросов: цикличность или эволюция, глобальность или региональное проявление процессов, современная геодинамика и будущее тектоносферы Земли.

Разнопорядковость структурообразующих процессов определяет иерархическую организацию (соподчиненность) тектоноседиментационных систем (ТСС), которые характеризуют разные по объему структурно-морфологические области (рис. 1).

Крупной картируемой единицей, отражающей влияние доминирующих геодинамических обстановок в консолидированной коре и верхней мантии, является *тектоноседиментационная провинция* — обширная композитная структурно-морфологическая область на коре любого типа, все части которой имеют сходную геологическую историю (общий геодинамический механизм), а осадочный чехол объединяет все стратиграфические комплексы, накопившиеся в региональных и локальных формах рельефа на разных этапах развития данной области.

Длительно развивающиеся тектоноседиментационные провинции, в которых геодинамические обстановки меняются по мере их развития, но ранее сформированные структурные этажи сохраняются (например, авлакогены и наследующие их синеклизы), могут рассматриваться как полигенные мегабассейны.

Анализ современных тектоноседиментационных провинций показывает, что оккупируемые ими площади имеют определенный верхний предел, близкий к первым миллионам километров. Например, крупная изометричная в плане провинция Гималаи — Ганг и Брахмапутра — Бенгальский конус выноса имеет в поперечнике 1600×1600 км ($2,6$ млн км²). Размеры вытянутой ТСС Каракорум — Инд — Аравийский конус выноса составляют 2000×800 ($1,6$ млн км²). Тектоноседиментационные системы, связанные с накоплением осадочных толщ в обрамлении континентальных окраин, близки к указанным выше значениям. Площадь континентальной Среднерусско-Беломор-

ской провинции, оцениваемая по сумме площадей Московской и Мезенской синеклиз с учетом прогибов в акватории Белого моря, составляет не менее $1,5$ млн км².

Приведенные оценки размеров провинций, с одной стороны, характеризуют масштаб геологических процессов, с другой — накладывают некоторые ограничения на предельно возможные размеры реконструируемых провинций прошлого. Вертикальный масштаб процессов в провинции варьирует от вершин тектонических структур на земной поверхности до их корней на глубине заложения, которая может достигать средней и нижней коры, что составляет десятки километров. Поскольку в геологических системах термо- и барометрические градиенты наиболее велики именно по вертикали, полученные значения представляются весьма внушительными.

Провинции объединяют более мелкие связанные единым геодинамическим режимом ТСС, где происходит накопление и преобразование осадочных толщ. Крупной составной частью тектоноседиментационной провинции является *регион*, определяемый по пространственному распределению и положению стратиграфических комплексов, тектонических структур и форм поверхности (Толковый..., 2002).

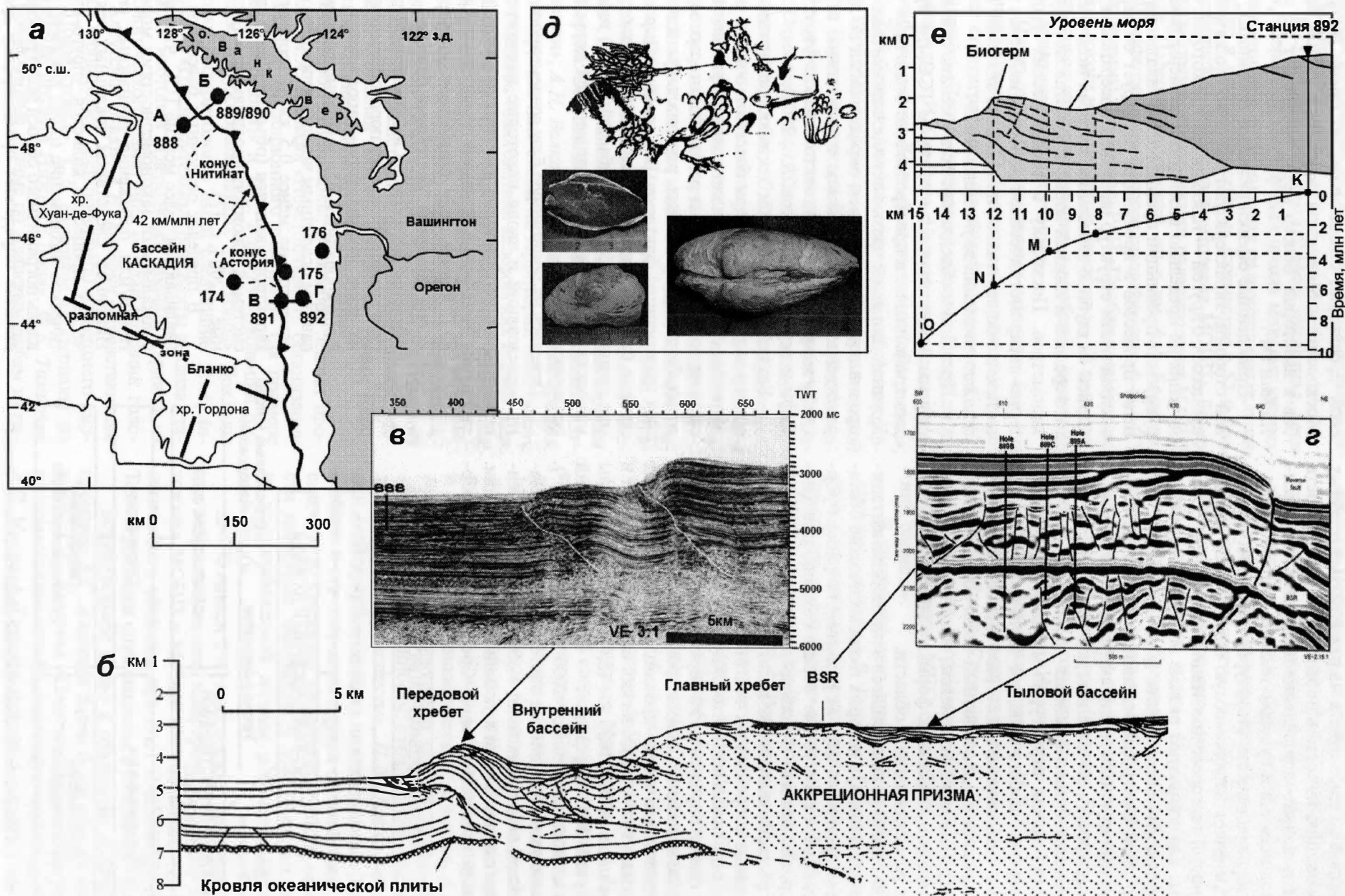
Важнейшим элементом тектоноседиментационных систем являются *осадочные бассейны* — очень разнообразные структурно-вещественные образования, закономерности строения и развития которых зависят от комбинации глобальных, региональных и локальных (внутренних) факторов. В широком смысле осадочные бассейны можно рассматривать как отражение крупномасштабных («надбассейновых») геодинамических процессов на уровне верхней коры и/или осадочного чехла.

Опираясь на понятийную базу современного уровня исследований и вводя некоторые искусственные ограничения, необходимые для практического оконтуривания бассейнов в реальной геологической среде, Ю.Г. Леонов дает следующее определение: «...под термином “осадочный бассейн” ... понимается выраженная в современной структуре впадина (“бассейн породообразования”) на коре любого типа, заполненная недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депозентре не менее $0,5$ км и теоретически характеризующаяся (объединенная) единой системой флюидогидродинамики» (Осадочные..., 2004, с. 17).

В пределах осадочных бассейнов устанавливаются более мелкие ТСС, что связано с локальными закономерностями морфологии и/или положения дренажных систем. Например, следствием локальных тектонических процессов является упруго-изостатическое воздымание плеча лежащего блока вдоль пограничного сброса полуграбена. Это явление определяет ориентировку дренаж-



Рис. 1. Схема соподчинения тектоноседиментационных систем



ных систем и характер размещения осадков внутри континентальных бассейнов. Так, в геодинамически и географически едином рифтовом поясе Рио-Гранде выделяются три принципиально различных типа локализации пролювиальных, аллювиальных, пойменных и озерных осадков в зависимости от направления поступления осадочного материала в бассейн (Mask et al., 1997). Отражением таких вариаций являются специфические структурно-вещественные комплексы.

Под *структурно-вещественным комплексом* понимается трехмерный объем осадочного чехла или консолидированной коры, частично или полностью доступный прямому наблюдению и/или опробованию, позволяющий по облику и составу *фаций* и *генетических типов* отложений/пород судить о их происхождении.

В случае невозможности прямого наблюдения предметом исследования становится *сейсмокомплекс* — дистанционно картируемый сейсмический элемент, представленный группой отражений, параметры которых (конфигурация, непрерывность, амплитуда, частота или интервальная скорость) отличаются от соседних элементов волнового поля. Составляющими элементами сейсмокомплекса являются *сейсмофазии* и *элементы сейсмических последовательностей* (*sequences*).

Типы тектоноседиментационных систем

Изучение геологических объектов с позиций тектоноседиментационных систем позволяет корректно сопоставлять разномасштабные современные и древние тектонические и осадочные процессы в разных геодинамических областях на коре континентального, океанического или переходного между ними типа. Такой подход необходим для прослеживания существовавших в истории Земли тектоноседиментационных обстановок с целью ответа на ряд фундаментальных вопросов: цикличность или эволюция, глобальность или региональное проявление процессов, современная геодинамика и будущее тектоносферы Земли.

Рассмотрим универсальность тектоноседиментационного подхода на примере двух развивающихся в настоящее время контрастных областей: рифтогенной провинции с признаками формирования океанической коры и аккреционной призмы в зоне сочленения океана и континента. Принципиальные отличия геодинамических режимов привели к тому, что в первом случае осадочные комплексы формируются в результате деструкции и погружения участков земной

коры, во втором — в области ее наращивания (*аккреции*) и образования положительных форм рельефа.

Если деструктивные системы еще можно рассматривать с позиций эволюции бассейнов седиментации и породообразования, то аккреционные не укладываются ни в какие классификации, использующие понятие «бассейнов», оставаясь при этом промышленно значимыми, картируемыми тектоноседиментационными системами с ярко выраженными индивидуальными закономерностями развития.

Аккреционная тектоноседиментационная система Каскадия

Протягивается на 800 км вдоль западного фланга Северо-Американского континента от о. Ванкувер (Британская Колумбия, Канада) на севере до мыса Бланко (Орегон, США) на юге. С запада к окраине примыкает глубоководный бассейн Каскадия, ограниченный на протяжении около 600 км хр. Хуан-де-Фука и 360 км разломной зоной Бланко (рис. 2, а). В основании континентального склона известны два крупных глубоководных конуса выноса — Нитинат и Астория (Carlson, Nelson, 1987).

С точки зрения районирования аккреционная призма представляет собой крупную тектоноседиментационную систему, которую можно рассматривать в ранге региона. Детализация строения призмы позволяет выделить в ее составе разные типы более мелких структур, осадочных бассейнов и структурно-вещественных комплексов (Westbrook et al., 1994). К ним относятся: передовое и главное поднятия, срединный и тыловой бассейны, разновозрастные аллохтонные пластины массива призмы, автохтонные осадочный чехол и обвальное-оползневые тела (рис. 2, б—г). Со стороны океана структурная граница аккреционной призмы проходит по фронтальному срыву — линии выхода на поверхность океанического дна плоскости срыва (*decollement* или *detachment*) конвергирующих плит. Со стороны континента границей призмы служат метаморфизованные комплексы пород, вошедшие в состав консолидированной коры (Чамов, 2002).

Геодинамический режим в тектоноседиментационной системе на окраине Каскадия определяется конвергенцией океанической плиты Хуан-де-Фука и Северо-Американского континента. Специфика тектоноседиментационной обстановки в аккреционной призме выводит на передовые рубежи такие проблемы, как: 1) закономерности роста аккреционного соору-

Рис. 2. Основные черты строения аккреционной тектоноседиментационной системы Каскадия:

а — положение станций бурения на континентальном склоне бассейна Каскадия; б — сейсмогеологический профиль по линии А—Б; в, г — фрагменты сейсмических разрезов по линии А—Б: в — шарьяжи Передового хребта на границе с ненарушенными турбидитами и гемипелагитами океанической плиты, г — обратный сброс и тыловой бассейн; БSR хорошо выражен на 275 мс TWT ниже поверхности дна; д — зарисовка биогерма на уступе Передового хребта (Kulm et al., 1986) и фотографии хемотрофного моллюска *Calyplogena pacifica* из верхнемиоценовых осадков буровой станции 892 ODP (обр. 146-892A-4X-01, 22—28 см; глубина отбора керна 28,27 м ниже поверхности дна; коллекция автора); е — возраст структурно-морфологических элементов призмы в сечении сейсмического профиля OR-9 по линии В—Г (Чамов и др., 2001)

жения и 2) гидрологический режим, формирование газогидратов и характер преобразования осадков под влиянием метаноносных флюидов.

Закономерности роста аккреционного сооружения

Концепция аккреции зародилась в конце 60-х — начале 70-х годов XX столетия. Резкое исчезновение сейсмических рефлекторов в основании континентального склона было объяснено деформациями на границе двух тектонически различных сред — океанической и континентальной плит (Sayfert, 1969). Позже предположили, что часть осадочного чехла океанической плиты может срезаться с постепенным прибавлением массы, увеличения объема и расширения суши за счет присоединения к ней извне (*латеральной аккреции*) новых порций кластического материала (Biju-Duval et al., 1982; Dickinson, 1971; Dickinson, Seely, 1979; Karig, 1974; Karig, Sharman, 1975; Sugimura, Ueda, 1973). Подробный обзор разных стилей этого явления приведен в (Чамов, 2002).

Возраст аккрецированных осадков не соответствует времени их вхождения в состав аккреционной призмы. Это затрудняет оценку темпов аккрецирования и общего развития аккреционной постройки, поэтому количественные параметры получают по косвенным данным. Наиболее широко используется теоретическая модель критического клина, учитывающая размеры растущего сооружения и угол схождения образующих поверхностей (Dahlen, 1984a, b). Расчеты на основании фактических наблюдений удалось провести в результате сопоставления данных разных дисциплин, полученных в 146 рейсе НИС «JOIDES Resolution» в рамках Международной программы глубоководного бурения (Ocean Drilling Program). Оказалось, что аккреционный клин является осадочным телом с переменной плотностью и как следствие проградация отдельных его частей происходит с разной скоростью (Чамов и др., 2001). Рассмотрим этот вопрос.

Скважины станции 892 на Орегонской континентальной окраине США (рис. 2, а) вскрыли пакет мощностью 166,35 м, состоящий из пяти тектонических пластин с нарушенной стратиграфической последовательностью. По данным микропалеонтологического анализа, возраст слагающих пластины осадков заключен в интервале от 0,9 до 8,6 млн лет (Fourtanier, Caulet, 1995).

Каждая из этих пластин отражает некоторую область седиментации, находившуюся мористее ее современного структурного положения. Анализ фациальных особенностей слагающих пластины осадков, детальные микропалеонтологические исследования и находка автором в керне второй сверху и наиболее древней (5,8—8,6 млн лет) пластины уникального репера палеосреды — двустворчатого моллюска *Calypptogena pacifica* Dall (Mollusca, Bivalvia) очень хорошей сохранности без признаков переотложения позволили реконструировать положение пластин в период на-

копления осадков, т.е. сопоставить их с характерными морфоструктурными элементами аккреционной призмы Каскадия.

Моллюски рода *Calypptogena* в симбиозе с хемосинтезирующими бактериями используют для питания продукты распада метана, чем объясняется приуроченность поселений калиптоген к зонам выходов метаноносных флюидов. При этом калиптогены выбирают относительно плотный субстрат и возвышенные участки, изолированные от поступления осадков. Именно в такой обстановке были обнаружены современные метанотрофные сообщества в призме Каскадия, где вдоль бровки Передового хребта с борта подводного исследовательского аппарата «Алвин» (Kulm et al., 1986) наблюдались колонии трубчатых червей *Lamellibrachia barbami* и гигантских двустворок *Calypptogena* sp. (рис. 2, д). Обнаруженная *in situ* в верхнемиоценовых осадках второй сверху пластины станции 892 раковина калиптогены позволяет предположить, что около 6 млн лет назад она находилась в составе биогерма на Передовом поднятии того времени, т.е. в 12 км мористее ее современного структурного положения в Главном хребте (рис. 2, е).

Считается, что скорость длящегося с эоцена надвигания Северо-Американского континента на океаническую плиту Хуан-де-Фука существенно не менялась в течение последних 10 млн лет (DeMets et al., 1990; Duncan, Kulm, 1989; Hyndman et al., 1994; Riddinhoug, 1984). Логично предположить, что в этом интервале времени оставался неизменным и характер развития аккреционной призмы (Чамов и др., 2001). На основании сегодняшнего и миоценового топографического положения раковины, фациального состава и возраста осадков, морфологии и размеров аккреционного сооружения были выделены несколько «опорных» точек и установлено их положение в палеоструктуре в определенный момент времени (рис. 1, е). Началом отсчета (точка К) служит современное положение станции 892, пробуренной в массиве Главного хребта. По данным микропалеонтологических исследований (Fourtanier, Caulet, 1995), формирование пакета пластин началось 2,6 млн лет назад предположительно на стыке Внутреннего бассейна и Главного хребта. В настоящее время эта точка находится на удалении от станции 892 на 8,1 км, т.е. на это расстояние произошло смещение подножия Главного хребта за последние 2,6 млн лет (точка L). Точка, в которой после перерыва 3,8 млн лет назад возобновилось накопление осадков в обстановке Внутреннего бассейна, удалена от начала отсчета на 9,9 км (точка М). В процессе проградации аккреционной призмы первое потенциально возможное место поселения калиптоген располагалось на бровке Передового хребта, удаленной сейчас от станции на 12 км. Возраст вмещающих раковину калиптогены осадков составляет 6,2—6,0 млн лет, что позволяет рассчитать положение точки N. Важным является определение момента, с которого осадки чехла океанической плиты, вскрытые скв. 892, были вовлечены в аккрецию.

Можно предположить, что время, за которое передовая часть аккреционного клина переместилась на 14,8 км от места расположения станции 892 до современного ее положения, и есть время формирования всего сооружения. Спроецировав линию современного положения фронтального срыва на плавное продолжение аппроксимированной кривой, получим точку О с возрастной координатой 9,5–10 млн лет (рис. 2, е). Это соответствует общему строению вскрытых осадочных разрезов и позволяет связать начало аккреции с поздним миоценом.

Скорость смещения элементов призмы Каскадия легко рассчитать по отношению расстояния характерных точек ко времени их формирования (рис. 2, е). Смещение фронтального срыва на 14,8 км произошло со скоростью 1,5–1,6 км/млн лет (точка О), Передовой хребет перемещался со скоростью 1,9–2,0 км/млн лет (точка N), фронтальная граница Внутреннего бассейна — 2,6 км/млн лет (точка М), подножие Главного хребта — со скоростью 3,1 км/млн лет (точка L). Внутри Главного хребта скорости продолжают возрастать, достигая вблизи станции 892 величины 5,5 км/млн лет и выше.

Таким образом, результаты комплексного анализа данных разных дисциплин (сейсморазведки, тектоники, литологии, гидрологии, нефте-газоразведки, микропалеонтологии, экологии ценотических сообществ) позволяют рассмотреть механизм проградации призмы и влияние вертикальных перемещений поверхности дна на обстановки седиментации и развитие сообществ бентосных организмов. Предложенный сценарий развития призмы в интервале от позднего миоцена до настоящего времени показывает, что скорости смещения отдельных элементов призмы варьируют от 1,5 до 5,5 км/млн лет, возрастая в сторону континента. Полученные оценки показывают, что проградация призмы в сторону океана является достаточно сложным и нелинейным процессом, что можно объяснить поведением тела с переменной упругостью. От области наибольшего напряжения (континентального упора) в сторону океана призма последовательно является упругим, вязкоупругим и пластичным телом, что и определяет скорость относительных перемещений отдельных структурных элементов аккреционного сооружения.

*Гидрологический режим,
формирование газогидратов
и характер преобразования осадков*

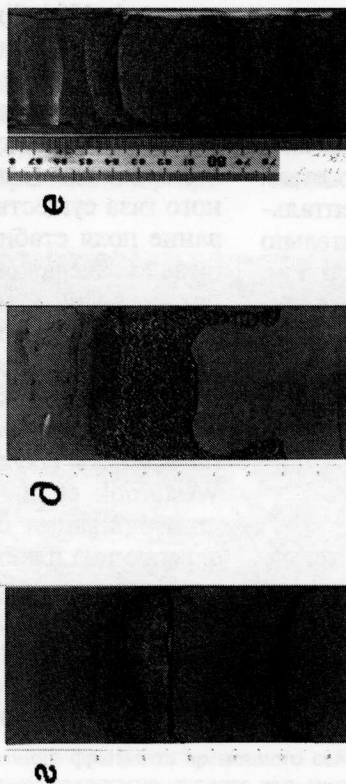
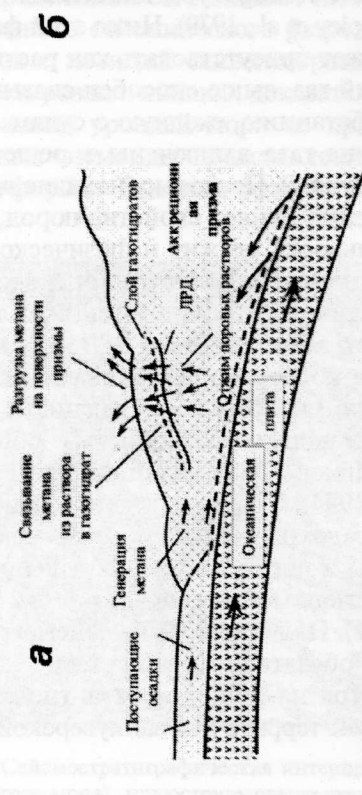
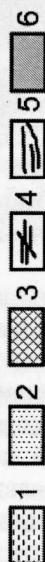
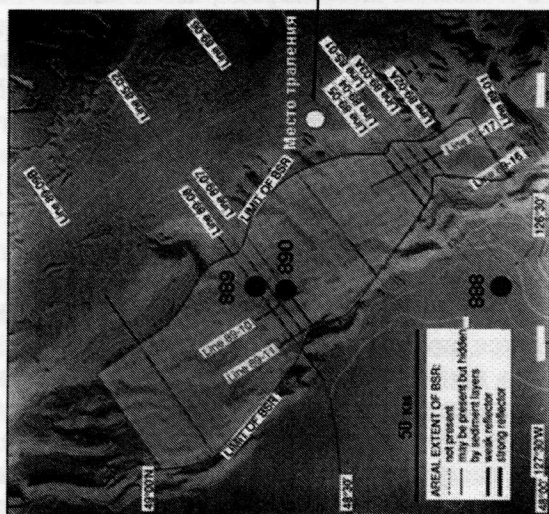
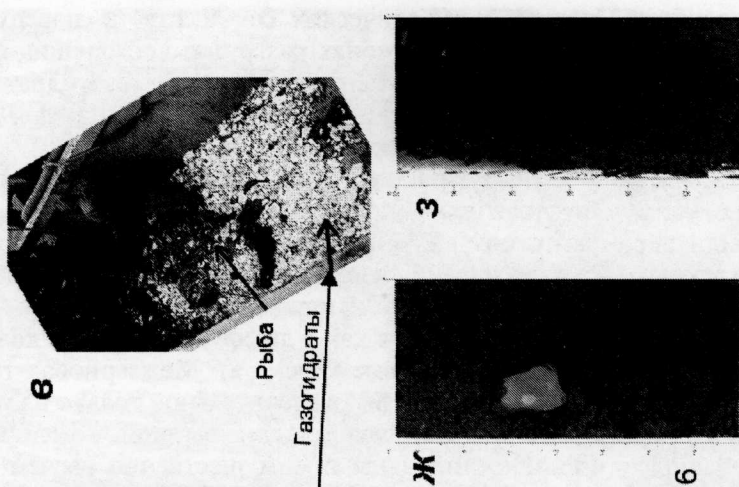
Гидрологический режим в аккреционной тектоноседиментационной системе определяет все аспекты эпигенеза¹ осадков. С ним связаны образование протяженных зон концентрированного перемещения растворов, перенос тепла, характер взаимодействия реагентов в системе «вода—порода», появление и рас-

положение биотических сообществ на поверхности морского дна в зонах разгрузки восходящих флюидов, уровни концентрации газа и газогидрата (Beckins, Dreiss, 1992; Carson et al., 1993; Kulm et al., 1986; Kulm, Suess, 1990; Moore et al., 1988).

Поступающие с океанической плиты осадки слабо уплотнены (пористость достигает 50%) и содержат огромное количество воды. Прогрессирующее и быстро нарастающее тектоническое уплотнение в аккреционной призме приводит к восходящему движению поровых вод как в диффузной, так и в концентрированной форме (рис. 3, а). Межзерновая проницаемость может быть значительной только на ранних этапах аккретирования, да и то лишь в тех призмах, где аккретированы преимущественно песчаные породы. Половина водной фазы, изначально содержащейся в поступающих осадках, разгружается на расстоянии до 5 км в сторону суши от фронта аккреционной призмы (Shipley et al., 1990; Shipley, Moore, 1986). В дальнейшем в ходе аккреции и аутигенной цементации главная роль в миграции растворов принадлежит трещинам и разломам (Cloos, 1984). Кроме того, значительное количество воды может поступать за счет дегидратации минералов и генерации углеводородов (Peacock, 1987).

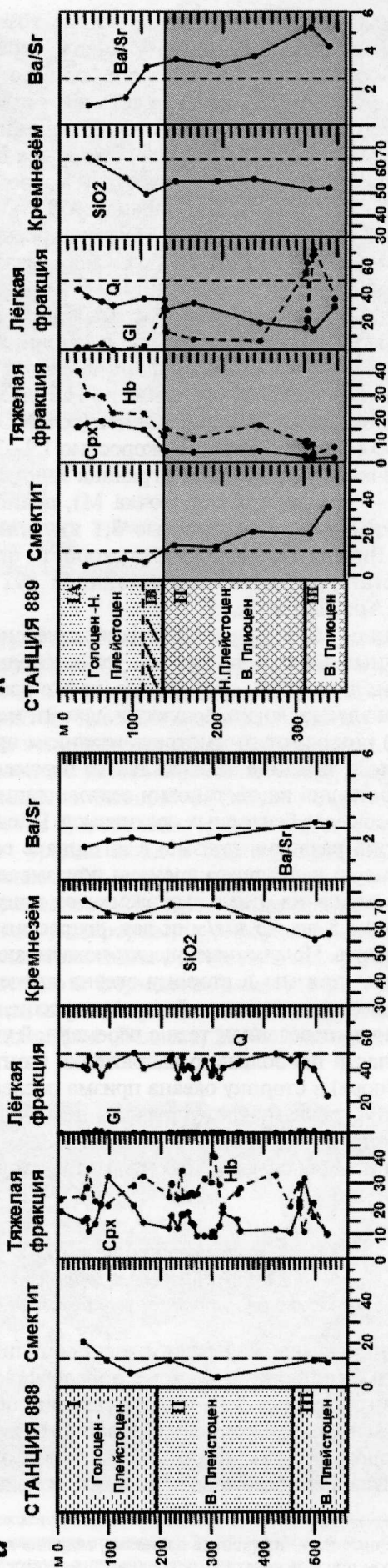
Отжимаемые при уплотнении поровые воды обогащаются поступающими по разломам и системам трещин глубинными (термогенными) и биогенными углеводородами (прежде всего метаном, содержание которого в водной фазе достигает 80 000 мМ). Важным элементом гидрологического разреза является образование поля стабильности метаногидрата, зависящего от соотношения температуры и давления (Hyndman et al., 1994; Shipley et al., 1979). Ниже этой фазовой границы метан может присутствовать как растворенный или свободный газ, выше способен связываться в газогидрат — субстанцию, сходную с сухим льдом, в которой молекулы газа заключены в решетку из молекул воды (*clathrates*). Поскольку наличие свободного газа существенно меняет свойства пород, основание поля стабильности служит и физической границей раздела комплексов с различными скоростями прохождения акустических волн. Здесь выделяются ложные рефлекторы морского дна (*BSR* — *bottom simulating reflectors*), которые обнаруживают на сейсмограммах высокую (до 50%) по сравнению с физическим дном отражающую способность и обратную полярность (Hyndman, 1988; Hyndman et al., 1994; Westbrook et al., 1994). Граница эта не зависит от стратификации осадочных толщ и сечет наклонно залегающие пласты и тектонические нарушения, хотя на отдельных участках может совпадать с напластованием (рис. 2, б, г). Наличие BSR на сейсмограммах вовсе не означает обязательное присутствие газогидратов. Так, несмотря на широкое развитие ложных рефлекторов на всей территории ванкуверской окра-

¹ Эпигенез — вторичные процессы, ведущие к любым последующим изменениям и новообразованиям минералов, осадков и пород, в том числе и полезных ископаемых; термин свободного пользования.



и

к



ины, поднять гидраты в керне станций 889 и 890 146-го рейса ODP не удалось. Позднее, по данным (Carson et al., 1993), весомый «улов» газогидратов был поднят тралом рыбацкого судна в нескольких десятках километров восточнее на бровке тылового бассейна призмы (рис. 3, б, в).

Изучение процессов литогенеза как «фундаментального раздела литологии — учения о способах и закономерностях литификации осадков и внутрилитосферных изменений осадочных пород и руд» (Япаскерт, 2005, с. 2) — исторически связано с континентальными осадочными бассейнами, где ведущим фактором преобразования отложений является их прогрессивное погружение на фоне нарастающих давлений и температур. Основопологающим свойством литогенеза в бассейнах погружения является то, что он имеет стадийный характер и происходит за счет собственных (вещественных и в значительной мере водных) ресурсов осадочного чехла под влиянием фильтрационных пластовых и элизионных процессов (Холодов, 2006). Различные аспекты этой проблемы рассматривались в работах Н.М. Страхова, Л.В. Пустовалова, А.Г. Косовской, В.Д. Шутова, В.Н. Холодова, А.В. Копелиовича, Л.Б. Рухина, Н.Б. Вассоевича, Н.В. Логвиненко и др.

Изучение эпигенетических преобразований осадков в аккреционных тектоноседиментационных системах (Каскадия, Таитао и др.) позволило установить ряд закономерностей, существенно отличающихся от процессов преобразования осадков в континентальных условиях (Чамов, 2002; Чамов, Курносов, 2001; Chamov, Murdmaa, 1995; Kurnosov et al., 1995).

В отличие от осадочных бассейнов погружения, преобразование осадочного вещества в аккреционных призмах происходит на фоне воздымания деформируемых толщ без повышения температуры. В то же время гидротермальная проработка аккретированных осадков в отдельных случаях возможна, как это происходит на континентальной окраине Чили, где под континент погружается фрагмент активного срединно-океанического хребта (Behrmann et al., 1992; Kurnosov et al., 1995). Кроме того, специфика эпигенеза в аккреционной призме заключается в том, что в одних и тех же физико-химических условиях оказываются осадки разного генезиса и возраста, что определяет их разную реакцию на ту среду, в которой

они оказались. Совместно с неравномерной проницаемостью призмы, это определяет пестроту физико-химических и минералогических обстановок. Кроме того, в отличие от континентальных осадочных бассейнов аккреционная призма является незамкнутой системой и по мере преобразования вещества количество реакционноспособных поровых растворов не сокращается.

Эти обстоятельства мешают последовательному (стадиальному) преобразованию осадков и приводят к сосуществованию в единой аккреционной системе комплексов осадочного вещества, находящихся на разных стадиях эпигенеза (Чамов, 2002).

Степень и характер аккреционного эпигенеза наглядно демонстрируют сопоставление хорошо стратифицированных голоценовых—верхнеплейстоценовых осадков чехла океанической плиты (рис. 3, г—е) и дезинтегрированных плейстоценовых—верхнеплиоценовых осадков аккреционной призмы (рис. 3, ж, з).

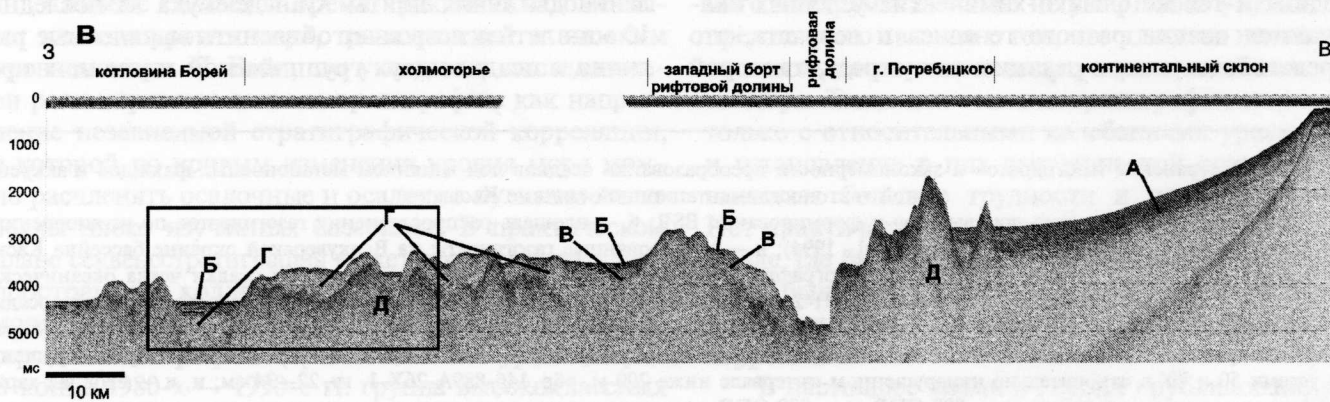
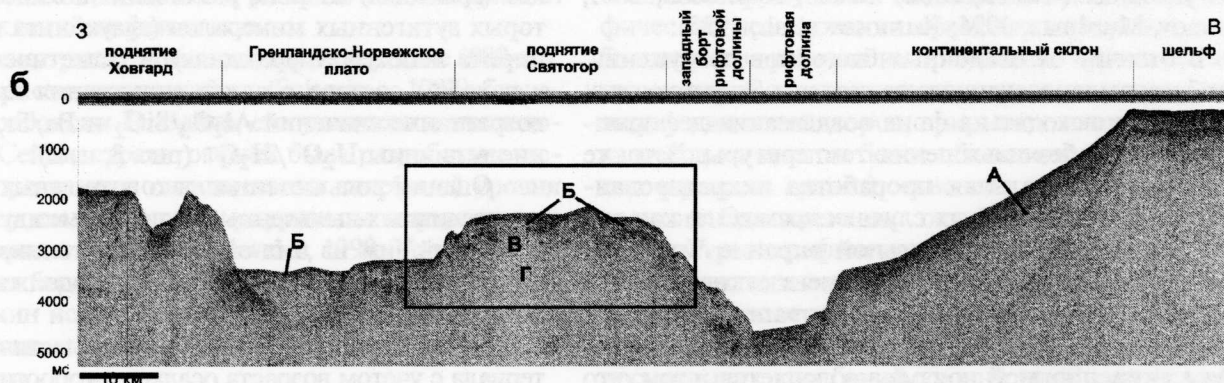
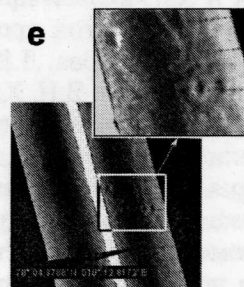
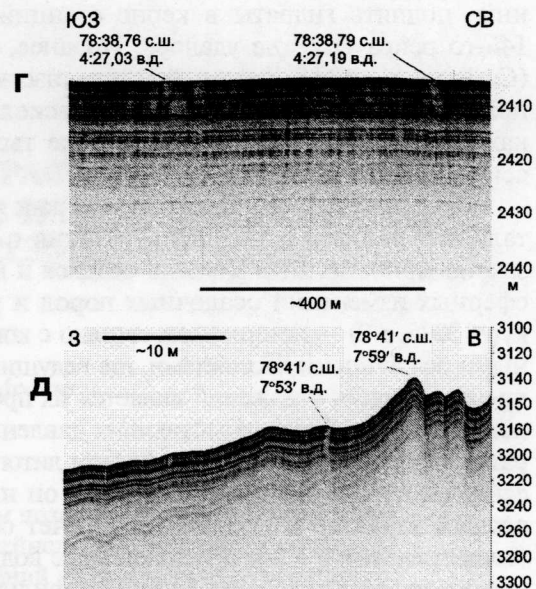
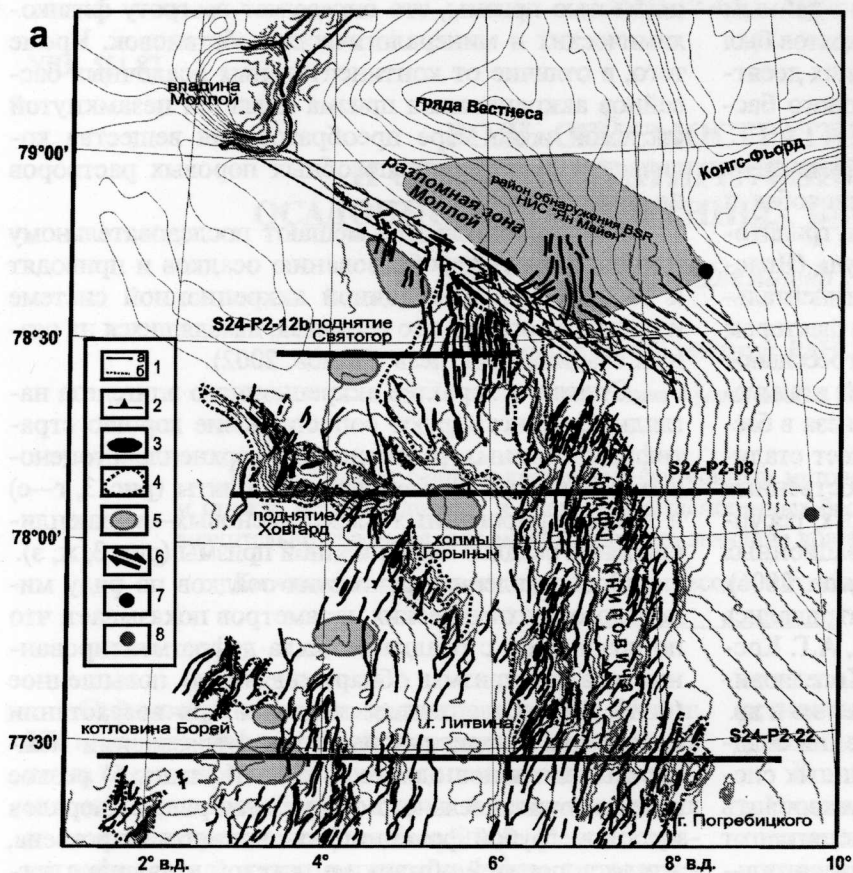
Сопоставление групп этих осадков по ряду минералого-геохимических параметров показывает, что по сравнению с осадками чехла дефрагментированные осадки призмы обнаруживают: а) повышенное (более 10%) содержание смектитов при возрастании количества слюдистых пакетов и образовании межслоевых катионов одного — Ca—Mg-типа; б) резкое падение относительного содержания ряда минералов в составе грубой фракции (моноклинного пироксена, эпидота, роговой обманки в тяжелой и кварца в легкой фракциях) на фоне увеличения количества некоторых аутигенных минералов (глауконита в легкой и пирита в тяжелой фракциях); в) заметное снижение в валовом составе осадков содержания кремнезема, возрастание значений Al_2O_3/SiO_2 и Ba/Sr, уменьшение величины H_2O^+/H_2O^- (рис. 3, и, к).

Оценим роль потенциально возможных факторов, определивших выявленные различия между группами. К важнейшим из них относятся источники осадочного материала, возраст осадков, продолжительность и характер эпигенеза.

Анализ возможных источников кластического материала с учетом возраста осадков, скорости и направления движения плиты Хуан-де-Фука за последние 10 млн лет не позволяет объяснить выявленные различия в осадках двух групп сменой питающих про-

Рис. 3. Распространение газогидратов и закономерности преобразования осадков под влиянием метаносных флюидов в аккреционной тектоноседиментационной системе Каскадия:

а — схема восходящего отжима поровых вод и формирования BSR; б — площадь распространения газогидратов по установленным на сейсмических профилях BSR (Westbrook et al., 1994); в — драгированные газогидраты на Ванкуверской окраине бассейна Каскадия (Carson et al., 1993); г—з — характерные фотографии керна осадков: г—е — стратифицированные осадки чехла океанической плиты: г — гемипелагический ил, обр. 146-888В-7Н-2, гл. 120—140 см, д — турбидит, е — турбидиты и гемипелагические осадки, обр. 146-888В-6Н-6, гл. 40—55 см; ж, з — дезинтегрированные аккретированные осадки внутреннего фланга призмы: ж — карбонатная конкреция в песках, насыщенных метаносными растворами, обр. 146-889А-14Н-2, гл. 5—20 см, з — две серии нарушений под углами 50 и 70° в относительно ненарушенном интервале ниже 200 м, обр. 146-889А-26Х-1, гл. 22—34 см; и, к — сводная характеристика разрезов по станциям: и — 888 ODP, к — 889 ODP; содержание компонентов дано в процентах: для смектитов — от соотношения смектита/иллита (гидрослюды)/хлорита, принятого как 1:4:2 (по Biscaye, 1965), для минеральных компонентов — от веса фракции, для оксидов — от навески (Chamov, Murdmaa, 1995; Чамов, Курносов, 2001). 1, 2 — стратифицированные осадки: 1 — преимущественно глинисто-алевритовые, 2 — преимущественно песчаные; 3 — дезинтегрированные аккретированные осадки; 4, 5 — деформации: 4 — пластичные, 5 — хрупкие; 6 — поле развития газогидратов и измененные осадки



винций (Chamov, Murdmaa, 1995). С позиций разницы возрастов можно объяснить различия в составе голоцен-верхнеплейстоценовых и голоцен-верхнеплиоценовых осадков в разрезах станций 888 и 889 соответственно. Однако на станции 892 (рис. 2, а) изменениям подвергнуты как более молодые плейстоценовые, так и наиболее древние верхнемиоценовые осадки, что не укладывается в ожидаемую схему. Более того, наиболее молодые голоценовые осадки станции 891 вообще не должны быть преобразованы, но они по ряду параметров обнаруживают существенные постседиментационные изменения (Чамов, Курносов, 2001).

Итак, ни источники терригенного материала, ни возраст полностью не определяют различия между осадками двух групп. Главной причиной этих отличий представляется наличие химически активных растворов, которые способствуют перераспределению вещества в дезинтегрированных осадках, в частности внутрислоевому растворению ряда минералов (Chamov, Murdmaa, 1995; Scheidegger et al., 1973). Кроме того, интенсивность преобразования осадков прямо пропорциональна времени их нахождения в теле призм: осадки, недавно причлененные к призме, находятся на ранних стадиях литогенеза, тогда как осадки, претерпевшие длительное воздействие аккреционных процессов, практически утрачивают свой первоначальный фациальный и минералого-геохимический облик (Чамов, Курносов, 2001).

Тектоноседиментационные системы северного региона Норвежско-Гренландской рифтогенной провинции

Норвежско-Гренландская рифтогенная провинция протягивается в северо-восточном направлении от Исландии к Шпицбергену в граничных широтах 65—82° с.ш. и включает в себя не только разломные зоны, хребты и седиментационные бассейны под акваторией Северной Атлантики, но и континентальные структурные области Скандинавии и Гренландии.

В позднем девоне и карбоне в пределах Норвегии и Восточной Гренландии происходили процессы растяжения (Braathen et al., 2002; Eide et al., 2002; Hartz et al., 2002; Osmundsen et al., 2002, 2003). Согласно реконструкциям движения Гренландии относительно неподвижной Европы, наиболее интенсивная фаза раскрытия Норвежско-Гренландского сектора Северной Атлантики имела место в эоцене в интер-

вале 55—33 млн лет (24—13 магнитные аномалии) (Torgvik et al., 2001). Раскрытие северного региона провинции началось около 33 млн лет назад (13 аномалия), когда Гренландия и Евразия отделились друг от друга (Myhre et al., 1982; Talwani, Eldholm, 1977). Частные модели для разных этапов рифтинга рассмотрены в работах (Brekke, 2000; Brekke et al., 2001; Dore et al., 1999; Dynamics..., 2000; Fleet, Boldy, 1999; Lundin, Dore, 1997; Mosar et al., 2002; Parker, 1993; Skogseid et al., 2000; Torske, Prestvik, 1991; Vogt, 1986).

Северный (наиболее молодой) регион Норвежско-Гренландской тектоноседиментационной провинции представляет особый интерес, поскольку относится к структурной области сочленения двух — Атлантического и Ледовитого — океанов. Изучению структур разной природы и геологической истории этого региона были посвящены 24-й и 25-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов» (Зайончек и др., 2010; Пейве, Чамов, 2008; Чамов и др., 2010).

В центре внимания были вопросы строения, тектонической природы и времени формирования главной структуры растяжения региона — рифта Книповича, который продолжает оставаться весьма противоречивой структурой. С одной стороны, здесь имеются явные признаки рифтогенного океанического вулканизма, с другой — его структурный рисунок и геофизические поля не соответствуют таковым в типичных срединно-океанических хребтах. Структуру рассматривают как спрединговый хребет (Батурин, 1990; Шипилов, 2004; Шипилов и др., 2006; Okino et al., 2002; Talwani, Eldholm, 1977), косую трансформную рифтовую (Thiede et al., 1990; Vogt, 1986; Vogt et al., 1998) или транстенсивную сдвиговую систему (Mosar et al., 2002), сдвиговую зону над пологозалегающей плоскостью детачмента (Crane et al., 2001) или океанический рифт, находящийся на стадии структурного оформления (Гусев, Шкарубо, 2001).

Рифт Книповича и сопряженные с ним структуры

Материалы батиметрической съемки поверхности дна многолучевым эхолотом, непрерывного сейсмического и вертикального акустического профилирования показывают существование в неотектонической структуре региона двух главных систем нарушений — северо-северо-западных и северо-северо-восточных (рис. 2, а). Рифт Книповича дискордантен обеим системам и протягивается вдоль меридиана на расстоя-

Рис. 4. Северный фланг Норвежско-Гренландской рифтогенной тектоноседиментационной системы:

а — тектоническая схема северной части хр. Книповича (Пейве, Чамов, 2008 с изменениями): 1 — разломы (преимущественно сдвиги); а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 2 — сбросы и сбрососдвиги; 3 — простириание основных положительных структур; 4 — контуры главных морфоструктур; 5 — области преимущественного распространения клавишных деформаций; 6 — направления движений по сдвигам; 7, 8 — нарушения в осадочном чехле, предположительно связанные с разгрузкой флюидов: 7 — постройка центрального типа, 8 — участки проседания; б, в — профили НСП НИС «Академик Николай Страхов» (буквы на профилях — сейсмокомплексы) по линиям: б — S24-P2-08, в — S24-P2-22; г, д — характерные образы волнового поля на западном склоне поднятия Святогор: г — участки осветления в акустических разрезах верхней части осадочного чехла при горизонтальном залегании, д — мелкоамплитудные взбросы и осветления, связанные с антиклинальными формами в осадках; е — кальдеры обрушения (rockmarks) в осадочном чехле континентального склона (боковой сонар НИС «Академик Николай Страхов»)

ние около 550 км от разломной зоны Моллой на севере до хр. Мона на юге. Рифт характеризуется хорошо выраженной в рельефе долиной шириной около 15 км и глубиной 2,8—3,4 км. Дно долины представляет собой систему эшелонированных ромбовидных депрессий (*pull-apart basins*), днища которых расположены на разных гипсометрических уровнях, а перемычками служат приразломные поднятия (трансферные складки) северо-восточного простирания.

Восточный борт долины относительно пологий, местами расчленен системой уступов, к востоку переходит в склон архипелага Шпицберген (рис. 4, б, в). Крутой западный борт отделяет рифт от структур разного генезиса. Поднятие Святогор асимметрично: его западные склоны полого погружаются в сторону Гренландско-Норвежского плато, тогда как к востоку от гребневой части широко развит сбросовый ступенчатый рельеф (рис. 4, в, г).

Возможно, что Гренландско-Шпицбергенское плато и примыкающая к нему асейсмичная гряда Ховгард, которая, по геолого-геофизическим данным, считается реликтом утоненной континентальной коры, представляют собой останцы некогда единого Гренландско-Шпицбергенского киммерийского подвижного пояса, вовлеченного в процесс формирования океанической коры (Гусев, 1999). На простирании поднятия Ховгард в юго-восточном направлении нами закартированы и опробованы драгированием положительные формы рельефа — холмы Горыныч и гора Литвина (рис. 4, а). Линейность в расположении перечисленных структур и приуроченность к юго-западной границе Гренландско-Шпицбергенского плато позволяют рассматривать их как единый линеамент. Не исключено, что к этой же структурной линии относится и расположенная к востоку от рифта Книповича гора Погребницкого.

К северной части рифта Книповича примыкает **разломная зона Моллой**, которая разделяет Шпицбергенское (к северо-востоку) и Гренландско-Шпицбергенское (к юго-западу) плато (рис. 4, а). Она представляет собой сложную сдвиговую зону, для которой по расположению эпицентров современных землетрясений была установлена правосторонняя компонента сдвиговых перемещений (Savostin, Karasik, 1981). С этими расчетами согласуется закартированный нами разворот к северо-западу структур второго порядка поднятия Святогор.

По простиранию разломной зоны наблюдается ступенчатое погружение ее дна от 2200 м близ контакта с рифтом Книповича до 3000 м к впадине Моллой. На ее бортах прослеживаются серии уступов длиной от 4 до 60 км, осложненных поперечными нарушениями. В пределах разломной зоны по сейсмическим данным четко прослеживаются два доминантных желоба, частично снивелированных осадочным чехлом (Батулин, Нечхаев, 1989).

Полученные нами батиметрические данные свидетельствуют о продолжении системы меридиональных нарушений Книповича к северу от разломной зоны

Моллой (рис. 4, а). Аналогичное наблюдение было сделано К. Крейн с соавторами при анализе изображений SeaMARK II, наложенных на данные батиметрической съемки (Crane et al., 2001).

На сочленении разломной зоны Моллой и короткого спредингового хребта, который протягивается на северо-восток до Шпицбергенской зоны разломов, расположена глубоководная одноименная впадина Моллой (рис. 4, а). Это наиболее погруженная изометричная структура изучаемого района (до 5500 м от поверхности моря). Наличие базальтов во впадине не установлено, зато драгированием в ее северо-восточном борту, к которому примыкают два овальных куполовидных поднятия, обнаружены серпентинизированные перидотиты (Батулин, 1992).

Имеющиеся данные позволяют отнести впадину Моллой к нодальным депрессиям дна — характерному типу структур, которые расположены в районе сочленения крупных разломных зон и срединно-океанических рифтов (Мазарович, 2000). В последние годы появилось много данных о пространственной связи нодальных впадин с областями тектонической эрозии и выхода на поверхность дна пород океанической коры, которые получили название «океанических комплексов ядра» (*OCC — oceanic core complexes*) (Blackmann et al., 2002; Cann et al., 1997; Schroeder et al., 2001). Учитывая широкое развитие процессов растяжения в регионе, пространственное положение впадины Моллой и факт обнаружения ультрабазитов на ее склоне, можно предположить ее связь со структурой тектонического поднятия глубоких частей коры, ядром которой являются поднятия на северном борту впадины (Чамов и др., 2010).

Распространение и возраст сейсмокомплексов осадочного чехла

По характеру волнового поля непрерывного сейсмического (НСП) и вертикального акустического (ВАП) профилирования в составе осадочного чехла выделены четыре сейсмокомплекса, которые свидетельствуют о существовании контрастных обстановок седиментации и активных тектонических процессов на разных этапах формирования северной части Норвежско-Гренландского региона (рис. 4, б, в). В оценке возрастов сейсмокомплексов были использованы результаты микропалеонтологического изучения палиноморф высших растений, диноцист, фораминифер и диатомей (Чамов и др., 2010).

Сейсмокомплекс «А» приурочен к континентальному склону. Он имеет отчетливую верхнюю поверхность, но нижняя граница методом НСП не прослеживается. В верхней части сейсмокомплекса установлены разрывы, несогласия и локальные раздувы мощности слоев, что обусловлено как вариациями седиментационного режима, так и деформациями накопленных отложений оползневыми и тектоническими процессами. Возраст сейсмокомплекса оценивается в широком диапазоне — от миоцена до голоцена.

Сейсмокомплекс «Б» распространен практически на всей территории района работ и выделяется главным образом по ВАП. Он представлен тонким (1–5 м) переслаиванием акустически контрастных темных и светлых пластов, сложенных, вероятно, преимущественно глинистыми и песчанистыми отложениями. Мощность, как правило, составляет 20–25 м, однако в депрессиях котловины Борей достигает 80–100 м.

Отчетливые рефлекторы повторяют рельеф в областях клавишных деформаций, а на участках развития сбросов параллельны поверхности сместителей и не обнаруживают характерного для синрифтовой седиментации веерообразного расхождения слоев. Это свидетельствует о накоплении отложений сейсмокомплекса в ходе тектонически пассивной фазы седиментации.

По результатам сопоставления с данными бурения скважин ODP на поднятии Ховгард, где четвертичные отложения вскрыты на глубину около 100 м (Thiede et al., 1995), возраст сейсмокомплекса оценивается нами как плиоцен-голоценовый.

Сейсмокомплекс «В» распространен неравномерно. Он демонстрирует серии четких рефлекторов, характерных для плотных литифицированных отложений.

Взаимоотношение сейсмокомплексов «Б» и «В» зависит от конкретной тектонической структуры. На участках, не подвергшихся значительным тектоническим деформациям, например на территории Гренландско-Норвежского плато, сейсмокомплексы «Б» и «В» имеют согласные границы. В других случаях между сейсмокомплексами прослеживаются клинообразное залегание пластов и угловые несогласия.

Характерной чертой сейсмокомплекса «В» является наличие внутренних несогласий и веерообразных раздувов слоистости, прежде всего в асимметричных грабенах. Неравномерный, часто осложненный раздувами мощностей характер напластования в сочетании с предположительно песчаным составом отложений свидетельствует о высокой гидродинамической активности обстановок седиментации, происходящей на фоне интенсивных тектонических движений.

Глубоководным бурением верхнемиоценовые отложения вскрыты на глубине 100–200 м на поднятии Ховгард и 150–300 м в проливе Фрама. Ниже до глубины около 400 м в обоих случаях были установлены олигоценые-нижнемиоценовые отложения (Thiede et al., 1995). Поскольку подошва сейсмокомплекса залегает на глубине до 300–400 м, его осадочные накопления отнесены нами к миоцену.

Сейсмокомплекс «Г» акустически прозрачен, мощности его резко варьируют. Подобные толщи могут отлагаться в результате лавинной седиментации в средних частях конусов выноса или за счет придонных течений, которые известны в антарктическом сегменте Атлантики (Соколов и др., 1999). К сейсмокомплексу «Г» мы относим все домиоценовые отложения. Результаты изучения агглютинирующих бентосных фораминифер позволяют предположить наличие в сейсмокомплексе «Г» пород, образованных в интервале от позднего палеоцена до среднего эоцена. Глу-

боководным бурением олигоценые отложения были вскрыты начиная с глубины около 400 м (Thiede et al., 1995).

Сейсмокомплекс «Д» (акустический фундамент) отчетливо прослеживается на большей части территории за исключением глубоких депрессий, мощных осадочных толщ на восточном борту хр. Книповича и участков развития сейсмокомплекса «В». Он обладает специфической морфологией отражений, представленной совокупностью волн от шероховатой базальтовой поверхности второго океанического слоя. Глубина залегания поверхности сильно варьирует — от 3800 м под прогибами на юго-западе района до 900 м на горе Погребицкого.

Признаки разгрузки флюидов

В районе поднятия Святогор характерной чертой сейсмокомплекса «Б» является появление среди серий горизонтальных рефлекторов акустически прозрачных бесструктурных светлых пятен (*blankings*) разного размера, что связано с уменьшением амплитуды сейсмических волн в интервалах разуплотненных флюидонасыщенных осадков (Чамов и др., 2008). Часто осветленные каналы соединяют акустически прозрачные линзы, расположенные на разных гипсометрических уровнях, и либо затухают в осадочной толще, либо прослеживаются до поверхности (рис. 4, г). Крупные каналы, непосредственно приуроченные к тектоническим нарушениям, имеют вид инъекционных субвертикальных структур протяженностью до нескольких десятков метров (рис. 4, д).

Наблюдаемые акустически прозрачные тела и приразломные инъекционные структуры свидетельствуют о восходящей миграции поровых флюидов — процессе, характерном для аккреционных призм (см. предыдущий раздел). Ранее обширное поле распространения BSR было закартировано НИС «Ян Майен» к северу от разломной зоны Моллой (рис. 4, а). Тогда же в гряде Вестнеса на северном обрамлении этого поля были установлены разномасштабные кратеры (*pockmarks*) (Vanneste et al., 2005).

Такие кратеры, образованные в результате проседания части осадков в местах концентрированной разгрузки значительного объема газонасыщенного флюида, выявлены нами с помощью сонарной съемки и прослежены на шельфе Шпицбергена (рис. 4, е). Приведенные данные свидетельствуют о широком проявлении восходящих движений газосодержащих флюидов в обрамлении разломной зоны Моллой. Здесь же концентрированный снос обводненных осадков с архипелага Шпицберген по проливу Конгс-Фьорд приводит к формированию подводного конуса выноса, где мощность осадочного чехла возрастает с 2,5 до 5,0 км (Батурин, 1990). Сжатие со стороны океана при наличии континентального упора имитирует обстановку конвергентной окраины с образованием

аккреционного тела, повышенными пластовыми давлениями и восходящей миграцией поровых вод (Чамов, 2008).

Модель формирования и дальнейшего развития рифта Книповича

В целом характер структурного плана территории свидетельствует о влиянии сдвиговых процессов на формирование рифта Книповича (Зайончек и др., 2007, 2010; Пейве, 2009; Пейве, Чамов, 2008). Картируемая батиметрической съемкой структурная организация кулисно сопряженных бассейнов типа пул-апарт характерна для континентальных рифтов, образованных по механизму простого сдвига.

Отсутствие значимых смещений отрезков рифтовой долины по поперечным разломам и резкое несоответствие простирания структуры ориентировке линейных магнитных аномалий (Mosar et al., 2002; Olesen et al., 1997) указывает на нетипичное для спрединговых хребтов развитие рифта Книповича, что, возможно, связано с относительно небольшим возрастом этой структуры. В пользу молодого возраста рифтовой долины свидетельствуют данные, согласно которым цепь наиболее высоких вершин гребневой зоны хребта коррелирует с третьей магнитной аномалией (Гусев, Шкарубо, 2001; Шкарубо, 1996). Кроме того, сокращение мощностей сейсмокомплексов в западном направлении может указывать на поступление осадков со Шпицбергенской окраины через районы расположения современной рифтовой долины Книповича из-за ее меньшей глубины или отсутствия во время накопления большей части наблюдаемых отложений. Эти обстоятельства позволили Е.А. Гусеву и С.И. Шкарубо (2001) предположить, что современная рифтовая зона хр. Книповича возникла в результате перескока оси спрединга в восточном направлении, произошедшем в позднем миоцене, причем новая ось растяжения стремилась максимально «спрямить» свое простирание.

Последнее предположение требует обсуждения. Предполагаемый перескок оси спрединга в восточном направлении привел не только к смене пространственного положения рифтовой долины, но и к смене ее простирания с северо-северо-западного на меридиональное. С учетом изложенных выше данных о нетипичном для спрединговых хребтов строении рифта Книповича и его дискордантном положении к линиям магнитных аномалий (направлению раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна) такое развитие событий маловероятно. Более реалистичным представляется отмирание палеоспредингового хребта после появления в конце миоцена сдвиговой структуры, ставшей оптимальным тектоническим трансфером существовавших тектонических напряжений как минимум в северном сегменте хр. Книповича (Соколов, 2010).

Имеющиеся данные хорошо согласуются с моделью развития рифта Книповича как трансенсивной

сдвиговой зоны, спрямившей один (Mosar et al., 2002) или несколько (Соколов, 2010) спрединговых сегментов домиоценовой океанической коры. Появление таких внутренних сдвигов, компенсирующих локальные различия скоростей и направлений деформации в областях единого растяжения, является простейшим решением системы тектонических напряжений (Тевелев, 2005).

Приведенные выше батиметрические данные о продолжении системы меридиональных нарушений Книповича к северу от разломной зоны Моллой свидетельствуют о том, что процесс кинематического уравнивания напряжений в регионе не прекратился с появлением рифта Книповича. Можно предположить, что проградация трансформной зоны Книповича продолжится на север и приведет в будущем к отмиранию короткого спредингового хр. Моллой, который окажется вне зоны сдвиговых деформаций, а рифт Книповича в качестве тектонического трансфера объединит спрединговые системы Атлантического (хр. Мона) и Ледовитого (хр. Гаккеля) океанов (Чамов и др., 2010).

Методический подход к исследованию тектоноседиментационных систем

Рассмотренные в предыдущих разделах примеры тектоноседиментационных систем показывают разнообразность, многокомпонентность объектов исследования и обилие факторов, влияющих на их формирование. Это предопределяет необходимость анализа очень разноплановой информации, полученной средствами разных геологических дисциплин. Принципы междисциплинарных исследований многокомпонентных систем разработаны и постоянно совершенствуются в применении к осадочным бассейнам и определяют особенности современного подхода к их изучению (Осадочные..., 2004). Эти принципы в полной мере применимы для ТСС, разве что уровень обобщения первичных данных должен соответствовать масштабу объекта исследования (бассейну, региону, провинции).

Проведенное выше обсуждение закономерностей развития аккреционной и рифтогенной систем основано на результатах комплексного анализа данных сейсморазведки, структурной геологии, фациальных, минералого-петрографических и химических исследований, гидрологии, нефте-газоразведки, микропалеонтологии, экологии ценотических сообществ, что составляет далеко не полный перечень возможностей современной геологии.

Набор методов зависит не только от доступности для прямого наблюдения той или иной части существующей тектоноседиментационной системы, но и от задачи исследования, например реконструкции палеосистемы по частично уничтоженным и пространственно разобранному структурно-вещественным комплексам (*террейнам*).

При анализе континентальных нефрагментированных ТСС ведущее место занимают дистанционные методы исследования. Основу региональных тектонических построений составляют материалы сейсморазведки МОГТ, согласованные с результатами бурения, магнитной и гравитационной разведки. Взаимосвязанными этапами междисциплинарного исследования являются определение границ и структуры ТСС; выявление связи с глубокими (до поверхности Мохо) уровнями земной коры; изучение возраста, фациального и вещественного состава пород; сейсмостратиграфическое расчленение и корреляция осадочных комплексов (Аплонов и др., 2006; Костылева и др., 2001; Чамов, 2005; Чамов и др., 2010; Чамов, Горбачёв, 2004).

Сказанное в полной мере относится и к морским исследованиям, где проведение сейсморазведки НСП (реже МОГТ), акустической съемки (многолучевой эхолот, профилограф, боковой сонар), драгирования и/или бурения, комплекса гидрогеологических исследований позволяет получить весьма полную информацию о структуре и фациальной организации объектов исследования (Пейве, Чамов, 2008; Сколотнев и др., 2007, 2009; Чамов и др., 2010).

Основой реконструкций фрагментированных территорий является поиск соответствия наблюдаемых структурных и фациальных закономерностей строения изучаемых террейнов современным тектоноседиментационным системам. Важную роль при этом играют дискриминационные диаграммы, позволяющие реконструировать тектоноседиментационные обстановки прошлого (Чамов, Андреев, 1997). Особенно информативны вулканогенно-осадочные комплексы, позволяющие не только проследить характер транспортировки кластики от вулканических центров, но и реконструировать закономерности магмогенерирующих процессов (Чамов, 1991, 1996; Kravchenko-Berezhnoi et al., 1990). Результаты комплексных реконструкций фрагментированных островодужных провинций Корякского нагорья и Охотского моря представлены автором в работах (Бондаренко и др., 2002; Чамов, 1991, 1996; Шапиро и др., 2000).

В соответствии с общей тенденцией развития наук о Земле современный подход требует получения количественных оценок процессов и явлений, переход от описания к разработке моделей и изучению причин и механизмов формирования многокомпонентных систем (Осадочные..., 2004). Междисциплинарное изучение многокомпонентных систем должно включать выявление движущих механизмов структурообразования, оценку масштабов тектонических и седиментационных процессов, сравнительный анализ древних тектоноседиментационных систем и возможных современных аналогов.

Итогом исследования является разработка обобщающей тектоноседиментационной модели, которая учитывает всю доступную геологическую информацию и обладает прогнозными возможностями. Разработка такой модели требует поэтапного решения ряда задач:

1. На уровне регионов провинции:

1.1. Анализ геофизических полей и тектоническое районирование.

1.2. Уточнение пространственных границ и тектоники бассейнов и структур.

1.3. Установление структурно-вещественных и сейсмических комплексов.

1.4. Определение возраста, состава и фациальной принадлежности осадочных пород и верхней части фундамента.

1.5. Сейсмостратиграфическая корреляция осадочных комплексов.

1.6. Выявление седиментологических маркеров тектонических событий.

1.7. Реконструкция механизмов формирования и разработка региональных тектоно-седиментационных моделей развития.

1.8. Выявление возможных современных аналогов.

2. На уровне сравнительного анализа регионов:

2.1. Изучение взаимоотношения и увязка региональных тектоноседиментационных моделей.

2.2. Поиск общих закономерностей развития провинции для реконструируемого периода геологического времени.

ЛИТЕРАТУРА

Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.

Батулин Д.Г. Структура и геодинамика области трансформных разломов Моллой в системе срединных хребтов Норвежско-Гренландского океанического бассейна // Океанология. 1990. Т. 30, вып. 3. С. 436—443.

Батулин Д.Г. Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Западно-Шпицбергенской континентальной окраины // Отеч. геол. 1992. № 10. С. 67—74.

Батулин Д.Г., Нечхаев С.А. Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 4. С. 925—930.

Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры п-ова Тайгонос, Северо-Восток России // Геотектоника. 2002. № 1. С. 59—71.

Гусев Е.А. К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Мат-лы совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 229—232.

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хр. Книповича // Russian J. Earth Sci. 2001. Vol. 3, N 2. P. 145—161.

Зайончек А.В., Добролюбова К.О., Пейве А.А. и др. Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген // Геология морей и океанов. Т. 4. Мат-лы XVII Междунар.

науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2007. С. 82—84.

Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Чамов Н.П. и др. Строение зоны перехода континент—океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» 2006—2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Результаты исследования в рамках Международного полярного года. М.: Paulsen, 2010. Т. 4. С. 111—158.

Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Аникеева О.В. Этапы развития рифейских осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы // Литол. и полез. ископ. 2001. № 4. С. 408—417.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Научный мир, 2000. 120 с.

Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. М.: Изд-во Мин. прир. рес. РФ, 1998. 590 с.

Никишин А.М., Ершов А.В., Конаевич Л.Ф. и др. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 524 с.

Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с. Т. 2. 360 с.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косо спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5—19.

Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хр. Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38—57.

Сколотнев С.Г., Колодяжный С.Ю., Цуканов Н.В., Чамов Н.П., Соколов С.Ю. Неотектонические деформации и структуры в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 59—77.

Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Пейве А.А. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 4. С. 224—229.

Соколов Б.А., Конюхов А.И. Тектоническая литология // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1995. С. 120—128.

Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Докл. АН. 2011. Т. 437, № 3. С. 378—383.

Соколов С.Ю., Ефимов В.Н., Мазарович А.О. и др. Строение осадочного чехла на западе Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика) // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 2. С. 231—235.

Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2. М — Z. М.: Геокарт, 2002. 637 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса // Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 574. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Чамов Н.П. Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений северо-востока о. Фаддеевского

(Новосибирские о-ва) // Литол. и полез. ископ. 1990. № 4. С. 43—53.

Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений п-ова Говена (юг Корякского нагорья) // Литол. и полез. ископ. 1991. № 5. С. 79—94.

Чамов Н.П. Вещественный состав меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говенско-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литол. и полез. ископ. 1996. № 4. С. 393—405.

Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 543. М.: Наука, 2002. С. 38—55.

Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3—22.

Чамов Н.П. Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов // Литол. и полез. ископ. 2008. № 4. С. 377—395.

Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские-нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литол. и полез. ископ. 1997. № 3. С. 260—272.

Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринев К.Б. О развитии аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина Северной Америки) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 68—77.

Чамов Н.П., Горбачёв В.И. Строение и состав пород Бельского поднятия Подмосковского авлакогена // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 4. С. 3—10.

Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф. Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) // Литол. и полез. ископ. 2010. № 1. С. 63—98.

Чамов Н.П., Курнос В.В. Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литол. и полез. ископ. 2001. № 5. С. 509—525.

Шапиро М.Н., Ландер А.В., Чамов Н.П. Происхождение сиалического обломочного материала в эоцен-олигоценных толщах северо-востока Камчатки и геодинамика Командорской котловины // Тихоокеанская геол. 2000. Т. 19, № 4. С. 66—82.

Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26—52.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хр. Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 4. С. 506—511.

Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101—114.

Янаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 379 с.

Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1990. 461 p.

Behrmann J.H., Lewis S.D., Musgrave R.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP. 1992. Vol. 141. 480 p.

- Bekins B.A., Dreiss S.J.* A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 109. P. 275–287.
- Biju-Duval B., Quélès P., Mascle A., Renard V., Valéry P.* Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados ridge complex (eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 86. P. 275–304.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1965. Vol. 76. P. 803–832.
- Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S.* et al. Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30° N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex // *Mar. Geophys. Res.* 2002. Vol. 23. P. 443–469.
- Braathén A., Osmundsen P.T., Nordgulen Ø.* et al. Orogen-parallel extension of the Caledonides in northern Central Norway: an overview // *Norwegian J. Geol.* 2002. Vol. 82. P. 225–241.
- Brekke H.* The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2000. Vol. 167. P. 327–378.
- Brekke H., Sjulstad H.I., Magnus C., Williams R.W.* Sedimentary environments offshore Norway — an overview // *Sedimentary environments offshore Norway — Palaeozoic to Recent. NPF.* Vol. 10. Spec. Publ. Amsterdam: Elsevier, 2001. P. 7–37.
- Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K.* et al. Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 329–332.
- Carlson P.R., Nelson C.H.* Marine geology and resource potential of Cascadia Basin // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basin — Beaufort Sea to Baja California* / Eds. D.W. Scholl, A. Grantz, I.Y. Vedder. Houston, Tex.: Earth. Sci. Ser., 1987. Vol. 6. P. 523–535.
- Carson B., Westbrook G.K., Musgrave R.* and Scientific party of Leg 146. ODP examines fluid flow in Cascadia margin // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1993. Vol. 74, N 31. P. 345–347.
- Chamov N., Murdmaa I.* Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments, Leg 146 ODP // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* College Station, TX: ODP, 1995. Vol. 146. P. 33–43.
- Cloos M.* Landward-dipping reflectors in accretionary wedges: active dewatering conduits? // *Geology*. 1984. Vol. 12. P. 519–522.
- Crane K., Doss S., Vogt P.* et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // *Mar. Geophys. Res.* 2001. Vol. 22. P. 153–205.
- Dahlen F.A.* Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1984a. Vol. 18. P. 55–99.
- Dahlen F.A.* Noncohesive critical Coulomb wedges; an exact solution // *J. Geophys. Res.* 1984b. Vol. 89. P. 10125–10133.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- Dickinson W.R.* Plate tectonics in geologic history // *Science*. 1971. Vol. 174. P. 107–113.
- Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1979. Vol. 63. P. 2–31.
- Doré A.G., Lundin E.R., Birkeland Ø.* et al. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin // *Petroleum Geology of NW Europe. Proceedings of the 5th Conference.* London: Geol. Soc., 1999. P. 41–61.
- Duncan R.A., Kulm L.D.* Plate tectonics evolution of the Cascades arc-subduction complex // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. 100. P. 413–438.
- Dynamics of the Norwegian Margin* / Eds. A. Nøttvedt et al. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2000. Vol. 167. 472 p.
- Eide E.A., Osmundsen P.T., Meyer G.B.* et al. The Nesna Shear Zone, north-central Norway: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar record of Early Devonian—Early Carboniferous ductile extension and unroofing // *Norwegian J. Geol.* 2002. Vol. 82. P. 317–339.
- Fleet A.J., Boldy S.A.R.* Petroleum Geology of Northwest Europe // *The Fifth Conference of the Petroleum Geology of Northwest Europe.* London: Geol. Soc., 1999. P. 1398.
- Fourtanier E., Caulet J.-P.* Siliceous microfossil stratigraphic synthesis of Site 892, Cascadia Margin // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* College Station, TX: ODP, 1995. Vol. 146. Part 1. P. 369–374.
- Hartz E.H., Eide E.A., Andresen E.A.* et al. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and structural analysis: Basin evolution and detrital feedback mechanisms, Hold with Hope region, East Greenland // *Norwegian J. Geol.* 2002. Vol. 82. P. 341–358.
- Hyndman R.D.* Dipping seismic reflectors and electrically conductive zones, metamorphic reactions and free water beneath a subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 13391–13405.
- Hyndman R.D., Spence G.D., Yuan T., Davis E.E.* Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island Margin accretionary prism // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports.* College Station, TX: ODP, 1994. Vol. 146. P. 399–419.
- Karig D.E.* Evolution of arc system in the western Pacific // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1974. Vol. 2. P. 51–75.
- Karig D.E., Sharman G.F.* III. Subductions and accretion in trenches // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 377–389.
- Kravchenko-Berezhnoi I.R., Chamov N.P., Sheherbina E.A.* MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence of Karaginsky Island (the western part of the Bering Sea) // *Ofioliti*. 1990. Vol. 15, N 2. P. 231–250.
- Kulm L.D., Suess E.* The relation of carbonate deposits to fluid venting processes // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 8899–8915.
- Kulm L.D., Suess E., Moore J.C.* et al. Oregon subduction zone: venting, fauna, and carbonates // *Science*. 1986. Vol. 231, N 4738. P. 561–566.
- Kurnosov V., Chamov N., Murdmaa I.* et al. Mineralogy of sediments from the Chile Triple Junction // *S.D. Lewis, J.H. Behrman, R.J. Musgrave, S.C. Caude* (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.* 1995. Vol. 141. P. 95–104.
- Lundin E.R., Doré A.G.* A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up // *J. Geol. Soc. London.* 1997. Vol. 154. P. 545–550.
- Mack G.H., Love D.W., Seager W.R.* Spillover models for axial rivers in regions of continental extension: the Rio Grande in the Southern Rio Grande rift, USA // *Sedimentology*. 1997. Vol. 44. P. 637–652.
- Moore J.C., Mascle A., Taylor E.* et al. Tectonics and hydrogeology of the northern Barbados Ridge: results from

- Leg 110 ODP // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1578–1593.
- Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al. Greenland-Norway separation. A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian J. Geol. 2002. Vol. 82. P. 281–298.
- Myhre A.M., Eldholm O., Sundvor E. The margin between the senja and spitsbergen fracture zones: Implications from plate tectonics // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 33–50.
- Okino K., Curewitz D., Asada M. et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275–288.
- Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H. et al. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas, Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 1997.
- Osmundsen P.T., Braathen A., Nordgulen Ø. et al. The Devonian Nesna shear zone and adjacent gneiss-cored culminations, North-central Norwegian Caledonides // J. Geol. Soc. London. 2003. Vol. 160. P. 1–14.
- Osmundsen P.T., Sommaruga A., Skilbrei J.R., Olesen O. Deep structure of the Norwegian Sea area, North Atlantic margin // Norwegian J. Geol. 2002. Vol. 82. P. 205–224.
- Parker J.R. Petroleum Geology of Northwest Europe // The Fourth Conference of the Petroleum Geology of Northwest Europe. London: Geol. Soc., 1993. P. 1542.
- Peacock S.M. Thermal effects on metamorphic fluids in subduction zones // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1057–1060.
- Riddinhoug R.P. Recent movements of the Juan de Fuca Plate system // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 6980–6994.
- Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic Basin and of the northeastern Asia // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 111–145.
- Sayfert C.K. Undeformed sediments in oceanic trenches with seafloor spreading // Nature. 1969. Vol. 222. P. 70.
- Scheidegger R.F., Kulm L.D., Piper D.J.W. Heavy mineralogy of unconsolidated sands in Northeastern Pacific Sediments: Leg 18 DSDP // Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1973. Vol. 18. P. 877–887.
- Schroeder T., John B.E., Kelley D. et al. Microstructural observations of an 'oceanic core complex': Atlantis Massif, 30° N Mid-Atlantic Ridge // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 2001. Vol. 82. F1100.
- Shipley T.H., Houston M.H., Buffer R.T. et al. Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. Vol. 63. P. 2204–2213.
- Shipley T.H., Moore G.F. Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the decollement // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 2019–2028.
- Shipley T.H., Stoffa P.L., Dean D. Underthrust sediments, fluid migration paths and mud volcanoes associated with the accretionary wedge off Costa Rica // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 8743–8752.
- Skogseid J., Planke S., Faleide J.I. et al. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2000. Vol. 167. P. 295–326.
- Sugimura A., Ueda S. Island arcs. Japan and its environs. Development in geotectonics. 3. Elsevier, 1973. 247 p.
- Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. P. 969–994.
- Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V. et al. Cenozoic Northern Hemisphere Polar and Subpolar Ocean paleoenvironments (summary of ODP Leg. 151 Drilling Results) // Proc. ODP. Init. Rep. 1995. Vol. 151. P. 397–420.
- Thiede J., Pfirman S., Schenke H.W., Reil W. Bathymetry of Molloy deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland // Marine Geophys. Res. 1990. Vol. 12. P. 197–214.
- Torske T., Prestvik T. Mesozoic detachment faulting between Greenland and Norway: Inferences from Jan Mayen fracture zone system and associated alkalic volcanic rocks // Geology. 1991. Vol. 19. P. 481–484.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Meert J.G. et al. Reconstructions of continents around the North Atlantic at about the 60th parallel // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 187. P. 55–69.
- Vanneste M., Guidard S., Mienert J. Bottom simulating reflection and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // Terra Nova. 2005. Vol. 10. P. 1–7.
- Vogt P.R. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics // The Nordic Seas. N.Y.: Springer Verlag, 1986. P. 413–663.
- Vogt P.R., Jung W.Y., Brozena J. Arctic margin gravity highs remain puzzle // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1998. Vol. 79. P. 601–606.
- Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP, 1994. Vol. 146. 611 p.

TECTONIC-SEDIMENTARY SYSTEMS: EXAMPLES AND APPROACH TO STUDY

N.P. Chamov

The paper concerns an interdisciplinary approach to the study of tectonic-sedimentary systems. The latter demonstrate individual levels (scales) within variable succession of tectonic structures and rock associations of both sedimentary cover and consolidated crust. Versatility of this approach is shown in the examples of two contrasting areas. These are the rift province with evidence of formation of oceanic crust and accretionary wedge at the junction of the ocean and the continent.

Key words: sedimentary basins, tectonic-sedimentary systems, model, examples, sedimentary cover, Earth crust.

Сведения об авторе: Чамов Николай Петрович — канд. геол.-минерал. наук, зав. лаб. сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН, e-mail: nchamov@yandex.ru