

УДК 551.24

НЕОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2004 г. Академик Ю. М. Пуцаровский, А. О. Мазарович, С. Г. Сколотнев

Поступило 31.05.2004 г.

Неотектоника океанов – это по существу белое пятно в геологическом знании. Имеется лишь один труд, в котором содержатся самые общие высказывания по этому поводу [3], к настоящему времени устаревшие. Крупную роль в становлении и развитии неотектоники как доктрины о самостоятельной эпохе тектогенеза на Земле сыграли труды В.А. Обручева [1], С.С. Шульца [2 и др.] и Н.И. Николаева [3]. Понятие “неотектоника” введено В.А. Обручевым в 1948 г. [1]. В данном сообщении неотектоника рассматривается как раздел тектоники, исследующий молодые движения и созданные ими структуры, наложившиеся на более ранний структурный план или существенно его преобразовавшие. О таких движениях в первую очередь можно судить по контрастам в рельефе земной поверхности и времени его образования, но также по особенностям тектонических, магматических и седиментационных явлений.

Однако все работы, выполненные в области неотектоники как в нашей стране, так и за рубежом, относятся только к континентам и их окраинам (последние малочисленны). Но большую часть земной поверхности занимают океаны. Каким же образом на их огромных пространствах проявляется неотектонический тектогенез?

В имеющейся литературе отмечается, что начало неотектонической эпохи на континентах находится на разных временных уровнях, от олигоцена до позднего неогена. Как правило, неотектогенез отделен от более раннего значительным перерывом во времени. Исключение составляет Альпийский пояс, где найти начальную фазу неотектонической эпохи часто затруднительно.

При рассмотрении проблемы неотектоники океанов отправным моментом должен быть учет принципиального отличия их геологического строения и геодинамики от континентальных областей. На огромных пространствах здесь распространена симатическая кора. Тектонические деформации в океанах совершенно специфические. Большие площади океанов охвачены спрединговым про-

цессом, устойчиво развивающимся. Все это определяет сложности в подходе к проблеме океанской неотектоники. Задача состоит в том, чтобы выявить категорию геологических явлений, которую по времени и сути можно было бы сопоставить с новейшими движениями на континентах.

Геологическим институтом РАН в последние 20 лет было проведено 23 геологических экспедиции в южную часть Центральной Атлантики, под которой нами понимается область, лежащая между экватором и разломной зоной Чарли-Гиббс (~52° с.ш.) [4] (рис. 1). В результате проведенных работ был собран обширный геологический и геофизический материал, в том числе по молодым и современным тектоническим деформациям, а также по строению осадочного чехла. Совокупность этих данных с использованием данных глубоководного бурения позволяет рассмотреть ряд существенных сторон в новейшем структурном развитии исследовавшейся акватории, чему и посвящена предлагаемая работа.

Речь будет идти о неотектонических явлениях в пределах зон трансформных разломов, глубоководных впадин и сводовой полосы Срединно-Атлантического хребта.

Изучение сейсмокомплексов в разрезах осадочного чехла Центральной Атлантики, выполняющего трогой в ряде трансформных разломных зон, показало, что в них имеются обширные районы, где фиксируется угловое несогласие между нижним комплексом чехла и меньшим по мощности верхним, возраст которого по имеющимся данным [5] относится к позднему кайнозою. Такая картина наблюдается в желобе разлома Меркурий (северная депрессия в районе 45° з.д.), где деформированная нижняя толща (мощность несколько сотен метров) перекрыта горизонтально залегающей верхней (мощность 100 м) (рис. 2). Пликативные дислокации присущи также нижнему сейсмокомплексу в трогой разлома Марафон. Отчетливое угловое несогласие прослеживается между нижним и верхним сейсмическими комплексами в разломной зоне Долдрамс (западный фланг). Несколько менее определенно аналогичное несогласие проявляется в трогой разлома Архангельского (восточный фланг, вплоть до 33° з.д.).

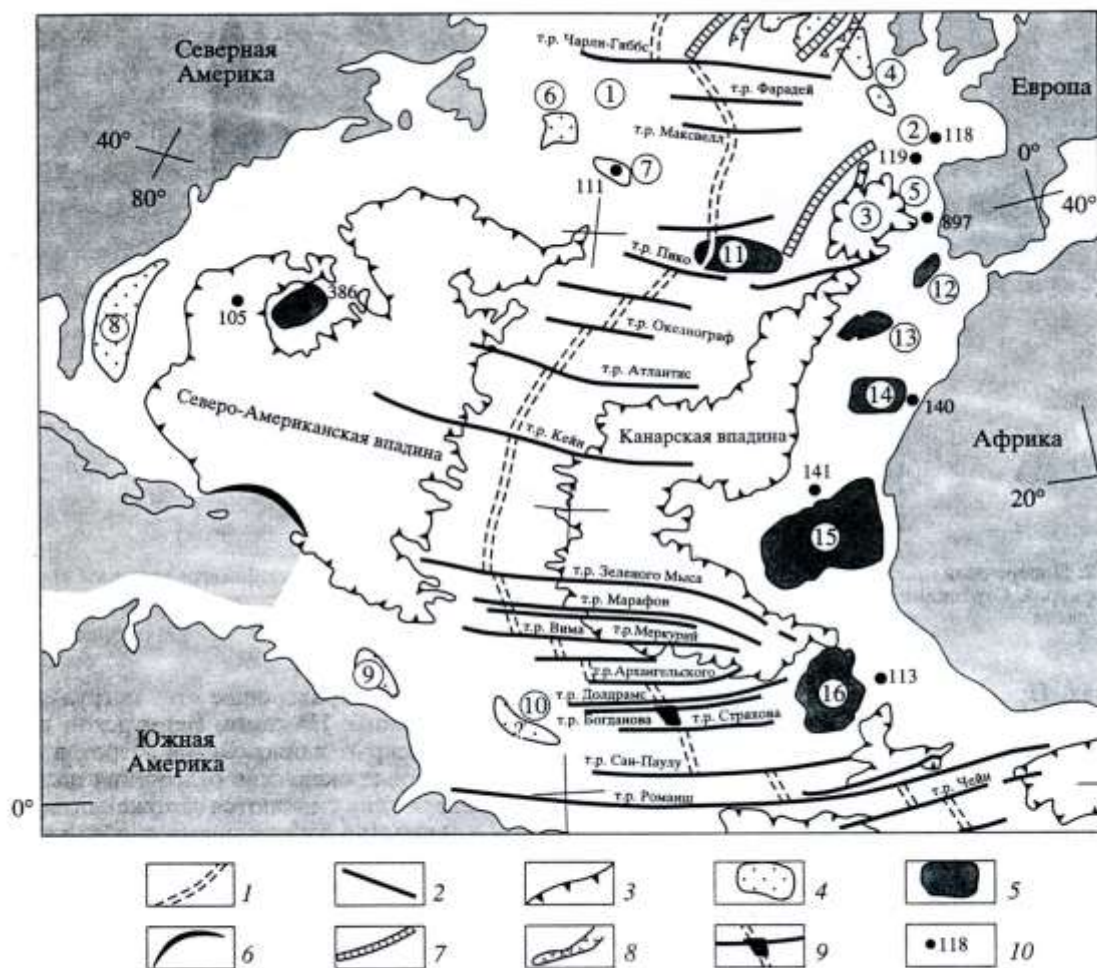


Рис. 1. Схема основных структур Центральной Атлантики. 1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – поперечные разломы; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 – фрагменты континентальной коры; 5 – выступы океанической коры; 6 – глубоководные желоба; 7 – линейные поднятия различной природы; 8 – трюги; 9 – полигон Сьерра-Леоне (5°–7°36' с.ш.); 10 – скважины DSDP и ODP. Цифры в кружках на схеме: впадины: 1 – Нью-Фаундлендская, 2 – Западно-Европейская, 3 – Иберийская; фрагменты континентальной коры: 4 – Поркьюпайн, 5 – Галисийский, 6 – Флеминг, 7 – Орфен, 8 – плато Блейк, 9 – Гайяна, 10 – Сеара (?); выступы океанической коры (часто тектоновулканической природы): 11 – Азорский, 12 – Горриндж, 13 – Мадейра, 14 – Канарский, 15 – Зеленого Мыса, 16 – Сьерра-Леоне. т.р. – трансформинные разломы.

В чехле разломной зоны Зеленого Мыса (восточный фланг) выделяются два этапа тектонических деформаций, один из которых соответствует середине кайнозоя, а второй – постнеогеновый. Аналогичная ситуация существует и к востоку от возвышенности Сьерра-Леоне.

Далее обратим внимание на такое интересное явление, как диапироподобные “тела протыкания”, выявленные в целом ряде мест в осадочном чехле разломных зон методом НСП [5]. В разломе Долдрам и ряде других (Марафон, Меркурий) они в основном приурочены к нижнему сейсмокомплексу, но в отдельных местах проходят и в верхний, деформируя при этом новейшие отло-

жения. Высота подобных структур разная: от нескольких десятков метров до >1500 м. Между 7° и 10° с.ш. их насчитывается 81. Природа этих образований не выяснена. Имеются предположения, что среди них могут быть серпентинитовые протрузии, соляные структуры и вулканоплутонические тела. Но важно то, что данное явление связано с новейшим геологическим временем.

Тектонические деформации в осадочном чехле происходят и в настоящее время (область восточнее поднятия Сьерра-Леоне и другие районы).

Существенное значение в смысле выяснения позднекайнозойской тектоники имеют перерывы в разрезах осадочного чехла в глубоководных

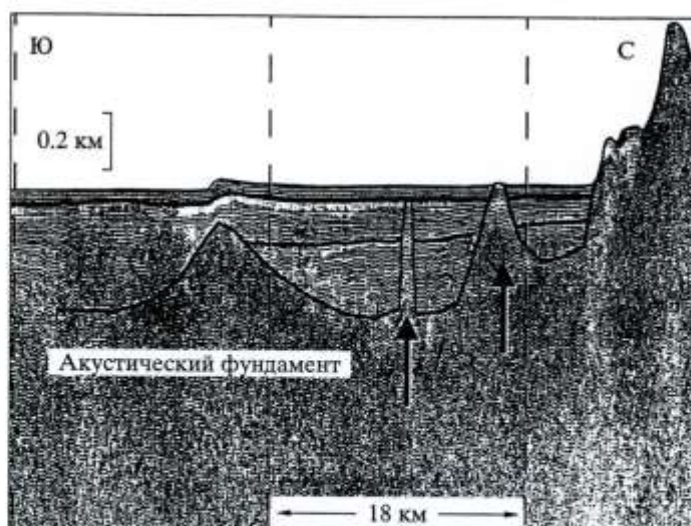


Рис. 2. Поперечный профиль непрерывного сейсмопрофиллирования в районе западных флангов разломов Марафон и Меркурий. Стрелками показано внедрение пород акустического фундамента в осадочную толщу. Жирные линии – несогласия.

впадинах. Приведем несколько примеров. Сейсмический разрез впадины Сьерра-Леоне включает четыре сейсмокомплекса. Три нижних в эоцене были смяты в складки. Разрез хорошо коррелирует с данными глубоководного бурения (скв. DSDP-13) (см. рис. 1). Перерыв охватывает время поздний эоцен–ранний миоцен. В скв. 118 на южном борту Бискайской впадины, на выходе Бискайского залива в океан, перерыв приходится на время поздний эоцен–олигоцен. В недалеко расположенной скв. 119 перерыв охватывает поздний эоцен и часть олигоцена. В двух последних случаях деформации и перерывы увязываются с главной эпохой альпийского тектогенеза, ярко проявленного на юго-западе Европы. Отмечен перерыв между средним эоценом и средним олигоценом в скв. 608, пробуренной в Западно-Европейской впадине, на южном крыле трога Кинг (глубина дна 3526 м). Перерыв в разрезе фиксируется в Канарской впадине, где скв. 140 и 141, пробуренные к западу от Африки в районе 20° с.ш., выявили ниже миоценовых слоев верхнемеловые–среднеэоценовые отложения. Однако бурение показывает, что позднекайнозойский перерыв в океанском осадконакоплении может отсутствовать. Например, в скв. 897, расположенной к западу от Пиренейского п-ова (~40° с.ш.) наблюдается непрерывный эоцен–плейстоценовый разрез, который, однако, в плиоцен–плейстоцене претерпевает некоторые фациальные изменения.

Обратимся к противоположной Северо-Американской впадине. В скв. 105, пробуренной западнее Бермудских островов, поверх позднемеловых–эоценовых пестроцветных глин вскрыты гемипела-

гические илы, отражающие этап погружения океанской окраины. На самом Бермудском поднятии (скв. 386) вскрыт кайнозойский разрез, в котором глубоководные океанские отложения палеоэоцен–среднего эоцена сменяются отложениями, в большом количестве содержащими турбидиты и вулканокласты. Эта часть разреза отражает время становления поднятия.

Перерыв в разрезе между эоценом и миоценом зафиксирован в скв. 111, бурившейся на поднятии Орфен-Нолл, представляющем небольшой материковый фрагмент, расположенный на окраине Нью-Фаундлендской глубоководной впадины.

Остановимся на новейших деформациях, описанных в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта, в отдалении от рифтовой зоны [6, 7]. Они были выявлены при проведении среднемасштабных геолого-геофизических исследований между 5°–7°36' с.ш. Цитированные здесь публикации – одни из первых в отношении океанских неотектонических структур. Охарактеризованы два соответствующих района. Один из них охватывает осевую зону и западный фланг гребневой полосы САХ непосредственно южнее нарушения Сьерра-Леоне (6° с.ш.) [7, 8].

Молодые деформации выражены здесь депрессиями, простирающимися субпараллельно отрезкам рифтовой долины и характеризующимися усложненным благодаря внутренним поднятиям рельефом, значительной глубиной, а также неравномерным распределением мощностей осадочного выполаживания, варьирующих от нуля до нескольких десятков метров. Стратификация осадков выражена не всюду. В некоторых случаях

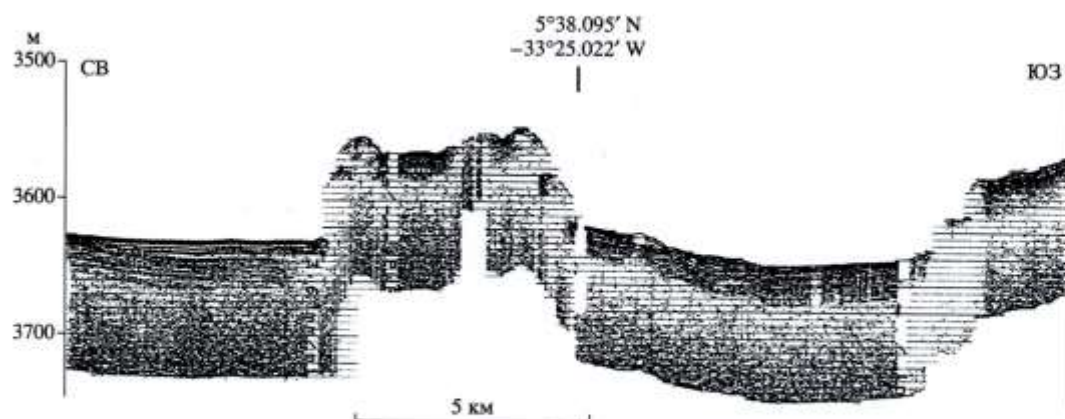


Рис. 3. Горстовое поднятие в одной из депрессий гребневой зоны САХ, образовавшееся на неотектоническом этапе развития. Профиль проходит в районе, прилежащем к нарушению Сьерра-Леоне.

осадочный чехол имеет двучленное строение, при этом структура нижнего элемента волнистая.

Внутридепрессийные поднятия возвышаются над дном на 300–500 м. Структура их часто блоковая: горсты, в том числе односторонние (рис. 3).

В одной из депрессий осадки отсутствуют; в ней отмечаются значительные перепады глубин. Есть основания для предположения, что это – зарождающаяся рифтовая структура. Имеются признаки контрастного развития структур и в пределах рифтовой зоны. При этом отмечаются anomalously большие глубины внутририфтовых впадин (до 5000 м во впадине Маркова), а равно одновременный рост боковых пририфтовых поднятий.

Таким образом, приведенные данные о структуре, мощностях и условиях залегания отложений свидетельствуют о проявлении в пределах рассматриваемого района не только молодой, но и современной тектонической активности. Поскольку деформации фиксируются в прилегающей к рифтовой зоне области, где номера магнитных аномалий самые низкие, возраст деформаций следует считать очень молодым – порядка 2 млн. лет (в основном кватер). Такое заключение коррелирует с временем становления в рифтовой зоне режима сухого спрединга, тоже порядка 2 млн. лет [9, 10].

Другой район расположен непосредственно севернее разлома Богданова ($7^{\circ}15'$) и восточнее рифтовой зоны (рис. 4). Достаточно детально проведенные исследования обнаружили здесь существенные проявления неотектонической активности, отраженной в новообразованных структурных формах. Вдоль широты $7^{\circ}33'$ простирается ограничивающая участок разломная зона, фиксируемая широким желобом, разделенным узким медианным хребтом на два трюга. Глубины последних 5100 м

(северный трюг) и 4800 м (южный). Однако по направлению на запад эта простая структура сильно усложняется. Здесь, как показывает анализ рельефа, имеет место общий подъем участка, охвативший также структуры разломной зоны Богданова. В последней образовался северный трансверсивный хребет, представляющий глыбовую структуру, что доказывается ступенчатым строением его северного склона, где ступени ограничены крутопадающими разломами, нарушающими сплошность осадочного чехла. Хребет лежит на глубине 3150 м, контрастно выделяясь на фоне прилежащих впадин.

В результате новейших движений упомянутый выше медианный хребет разломной зоны $7^{\circ}33'$ сменился широким поднятием, а южный линейный трюг этой зоны превратился в систему небольших впадин. Северный трюг сменился узкой и менее глубокой депрессией. Характерно образование узких непротяженных гребневидных хребтов косоугольного (северо-западного) простирания, система которых прослеживается также южнее разломной зоны Богданова.

Осадочный чехол в отмеченной узкой депрессии представлен двумя сейсмокомплексами. Нижний из них мощностью 40 м хорошо стратифицирован и деформирован в виде волнистых структур. Верхний имеет мощность 35 м и стратифицирован хуже. Тектонические формы здесь не обнаружены. Таким образом, во времени фиксируется дискретное проявление новейших тектонических движений. Вообще осадки в районе распределены неравномерно, на отдельных участках они отсутствуют. Начало данного этапа тектонического развития, по тем же соображениям, что и в первом из описанных районов, следует датировать ~2 млн. лет.

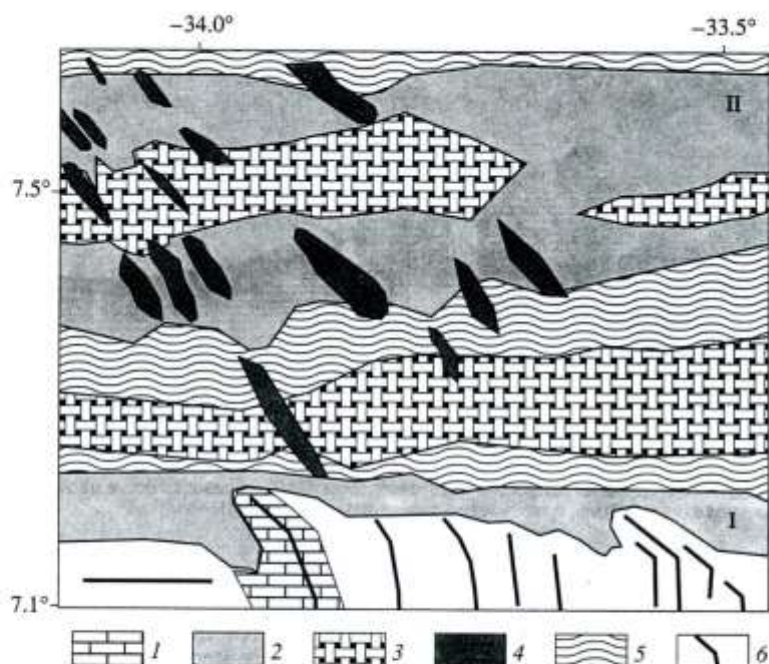


Рис. 4. Схема структурного районирования сводовой части Срединно-Атлантического хребта к северу от разлома Богданова. Составлена на основе батиметрической карты, построенной по результатам съемки, произведенной в 22-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" [8] и в 10-м рейсе нис "Академик Иоффе" [7]. 1 – рифтовая долина; 2 – разломные долины; 3, 4 – неотектонические структуры: 3 – субширотные хребты, 4 – гряды косога простирания; 5 – склоновые участки дна; 6 – оси хребтов в гребневой зоне САХ. I – разлом Богданова, II – разлом 7°33' с.ш.

Если сопоставить приведенные выше фактические сведения, то в позднекайнозойском тектоническом развитии океанского дна Центральной Атлантики вполне отчетливо можно обособить этап, охватывающий время поздний плиоцен-квартер (1.5–2.5 млн. лет). В пригребневой зоне Срединно-Атлантического хребта этот этап фиксируется разнообразными тектоническими деформациями, сформировавшимися вне рифтовой зоны хребта и внесшими изменения в региональный структурный план. Основные типы структурных форм представлены в основном линейными депрессиями, поднятиями разной формы, горстовыми и грабеновыми структурами, разрывными нарушениями. Размеры деформаций – от мелких до значительных, с амплитудами вертикальных движений в некоторых случаях около 1000 м.

Процесс новообразования структур продолжается и в настоящее время. О современной тектонической активности океанского дна вне спредингового центра свидетельствует и такой феномен, как диапироподобные структуры, пронизывающие осадочный чехол. Они распространены в пассивных частях трансформных разломов. В основном такие структуры присущи нижнему сейсмокомплексу, перекрывающему акустический фундамент. Раздел

между нижним и верхним сейсмокомплексами представлен четко выраженным угловым несогласием, отражающим время становления основной массы диапироподобных структур. Тем самым они (как и угловое несогласие) указывают на начало эпохи новейшего тектонического развития океанского дна.

О времени становления этой эпохи в Центральной Атлантике можно судить по перерывам, фиксируемому в разрезах глубоководных скважин. Для данной работы интерес представляют перерывы в верхней части стратиграфической колонки. В нескольких скважинах в восточных областях океана из разрезов выпадают верхний и иногда средний эоцен, олигоцен (полностью или его нижняя часть), а иногда также и ранний миоцен (впадина Сьерра-Леоне).

К западу от Пиренейского полуострова зафиксирован непрерывный разрез позднего кайнозоя, но, как уже отмечалось, с фаціальными изменениями в плиоцен-плейстоценовое время. В Канарской впадине из разреза выпадают позднеэоценовые и олигоценные отложения. В отношении запада Центральной Атлантики данных меньше. На Бермудском поднятии после среднего эоцена широкое развитие получили турбидиты и вулканокласты, отражающие время его становления. К западу

от него данными бурения фиксируется существенное погружение океанского дна. На поднятии Орфен-Нолл отмечается олигоценый перерыв.

Приведенные данные дают основание считать время конца эоцена–начала олигоцена (~40 млн. лет назад) этапом становления новейшего (неотектонического) тектогенеза в Центральной Атлантике. Развитие этого процесса протекало неравномерно. Как уже говорилось, в нем достаточно уверенно выделяется позднеплиоценовый–четвертичный этап структурообразования, начавшийся 1.5–2.5 млн. лет назад. Наряду с этим анализ обширных баз возрастных данных о вулканизме островов и подводных гор в Центральной Атлантике позволил установить усиление магматической деятельности, приходящееся на время миоцен–квартер (25–0 млн. лет). В сочетании с приведенными выше данными о перерывах это существенно дополняет данные о неотектонике океанского дна, позволяя выделить особый этап в новейшем тектогенезе.

В неотектоническую эпоху, продолжающуюся и в настоящее время, в Центральной Атлантике сформировались отчетливо выраженные новообразованные тектонические структуры, произошли изменения в седиментологическом режиме, развился новый цикл вулканизма. Выявленные неотектонические явления – регионального порядка. В работах Е.Е. Милановского, в первую очередь на основе изучения рифтогенеза, выделяется два глобальных неотектонических уровня: 10 и 5 млн. лет [11 и др.]. В свете этих данных этапность в неотектоническом развитии океанского дна становится еще более дробной.

Отметим, что неотектоническое развитие земной коры в океане, как и на континентах, многообразно. Оно, несомненно, включает также более

крупные процессы структурообразования, чем исследованные нами, но их выявление – задача будущего.

Авторы отдают себе отчет в том, что данное сообщение лишь начало конкретной разработки столь крупной и важной проблемы, как океанская неотектоника. Однако надеемся, что пути подхода к ее решению намечены.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03–05–64159).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обручев В.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
2. Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII сессии МГК. М., 1937. С. 639–633.
3. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
4. Пуцаровский Ю.М. В сб.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 174–230.
5. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Науч. мир, 2000. 176 с.
6. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. // ДАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 656–660.
7. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 86–90.
8. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75–83.
9. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
10. Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
11. Милановский Е.Е. // Геотектоника. 1996. № 3. С. 3–12.