

УДК 551.242.2

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ НА РАННИХ СТАДИЯХ РАЗДЕЛЕНИЯ ИБЕРИИ И НЬЮФАУНДЛЕНДА

© 2021 г. Е. П. Дубинин^{1, 2, *}, А. Л. Грохольский¹, А. О. Ращупкина^{2, **}¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения,
Москва, Россия²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: edubin08@rambler.ru

**e-mail: anastasiaforo@gmail.com

Поступила в редакцию 08.06.2020 г.

После доработки 26.10.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

На основе анализа геолого-геофизических данных и физического моделирования рассмотрены особенности структурообразования на сопряженных окраинах Иберии и Ньюфаундленда. Данные окраины представляют собой эталон пассивных окраин, сформированных при гиперрастяжении континентальной коры, с асимметричным ее расколом по крупному разлому-детачменту и обедненным магмоснабжением. Для этого типа окраин характерно развитие в условиях длительного рифтогенного растяжения континентальной коры, переходящего в ультрамедленный и затем медленный спрединг. Особенностью Иберийской и Ньюфаундлендской окраин является наличие погруженных плато (Галиция и Флэмиш-Кэп), подстилаемых утоненной континентальной корой, которые отделены от материка рифтогенными грабенами. Физическое моделирование формирования разных типов рельефа при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу при изменяющихся скоростях растяжения позволило выявить разный характер структурообразования на каждом этапе развития сопряженных переходных зон Западной Иберии и Ньюфаундленда. Эксперименты показали, что формирование краевого плато Галиция возможно при наличии двух рифтов, продвигающихся навстречу друг другу.

Ключевые слова: пассивные окраины Иберии и Ньюфаундленда, краевые плато, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0030157421040031

ВВЕДЕНИЕ

Сопряженные окраины Западной Иберии и Ньюфаундленда являются эталонным примером окраин, сформированных в результате длительного континентального рифтогенеза и очень сильного растяжения (гиперрастяжения) и утонения континентальной коры с последующим ее асимметричным расколом по разлому-детачменту в условиях относительно холодной мантии и обедненного магмоснабжения [6, 12, 15, 20, 22, 34]. Эти окраины почти полностью лишены синрифтовых магматических образований и характеризуются эксгумацией серпентинитов вдоль границы “континент–океан”, а в пределах самой окраины в области утоненной континентальной коры – значительной тектонической раздробленностью (рис. 1) [7, 15]. Длительное рифтогенное растяжение континентальной коры переходит в ультрамедленный и затем медленный спрединг с формированием океанической коры с разной степенью расчлененности рельефа фундамента [12].

Примерами окраин такого же типа могут служить также сопряженные окраины Австралии и Антарктиды [4, 13, 14], окраины Антарктиды в районе моря Содружества [5] и окраины восточной Индии в районе бассейна Кришна-Годавари [32], окраины Западной Африки в районе Ангольского бассейна и Восточной Бразилии в районе бассейна Эспирито Санто [26].

Выделяют четыре основные стадии развития окраин этого типа и формирования соответствующих областей (рис. 2) [26]. Стадия растяжения континентальной коры с образованием внутренней проксимальной области, характеризующейся системой горстов и грабенов и небольших разломов-детачментов. На второй стадии происходит утонение континентальной коры, подъем границы Мохо и формирование крупных разломов-детачментов, закладывающих асимметричное развитие сопряженных окраин. Третья стадия ассоциируется с внешней проксимальной областью, характеризующейся сильным утонением континентальной коры.

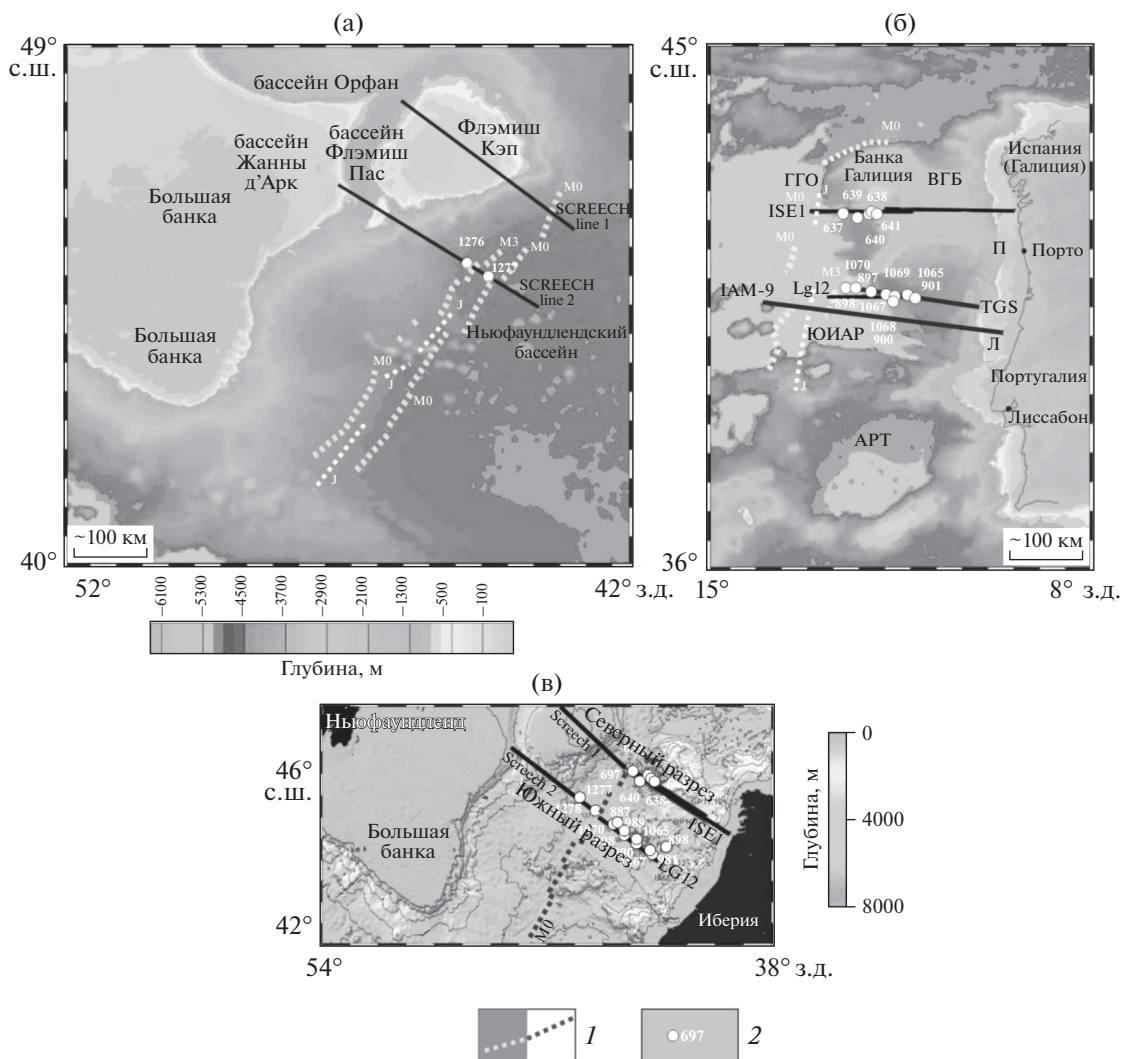


Рис. 1. Батиметрическая карта Ньюфаундлендской (а) и Иберийской (б) рифтогенных континентальных окраин с расположением сейсмических профилей и скважин глубоководного бурения, по [34, 17]; (в) – расположение сейсмических профилей на рифтогенных окраинах Иберии и Ньюфаундленда, реконструированных на время аномалии М0. ВГБ – Внутренний Галицийский бассейн, БГ – банка Галиция, ГГО – Глубокая Галицийская окраина, ЮИАР – Южная Иберийская абиссальная равнина, АРТ – абиссальная равнина Тагус, Л – Лузитанский бассейн, П – бассейн Порто, ФК – плато Флэмиш Кэп, БФП – бассейн Флэмиш Пасс, ББ – Большая банка.

нентальной коры и выведением на поверхность эксгумированной мантии, сложенной серпентинизированными перидотитами. И, наконец, четвертая стадия, связанная с дистальной областью континентальной окраины, характеризуется аккрецией новой океанической коры при ультрамедленном спрединге с сильно расчлененным рельефом. В дальнейшем скорость спрединга может увеличиваться до медленных и средних величин, при этом будут меняться структурный план новообразованной океанической коры и изрезанность рельефа дна.

Еще одной особенностью строения континентальных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда является наличие погруженных краевых плато банки Галиции и банки Флэмиш Кэп соот-

ветственно. Как правило, эти краевые плато отделены от материка грабенообразными бассейнами растяжения. Галицийская Банка расположена вблизи северной окраины Иберии и отделена от нее Внутренним Галицийским бассейном, представляющим собой погруженную рифтогенную депрессию, ограниченную сбросами и листрическими разломами и подстилаемую утоненной до 6–8 км континентальной корой [6, 24] (рис. 1 и 2). Подобные погруженные (иногда не полностью) краевые плато, отделенные от материка рифтогенной депрессией, подстилаемой утоненной континентальной корой, отмечаются на многих пассивных континентальных окраинах. Примерами могут служить плато Воринг в Северной Атлантике, плато Эксмут на окраине северо-запад-

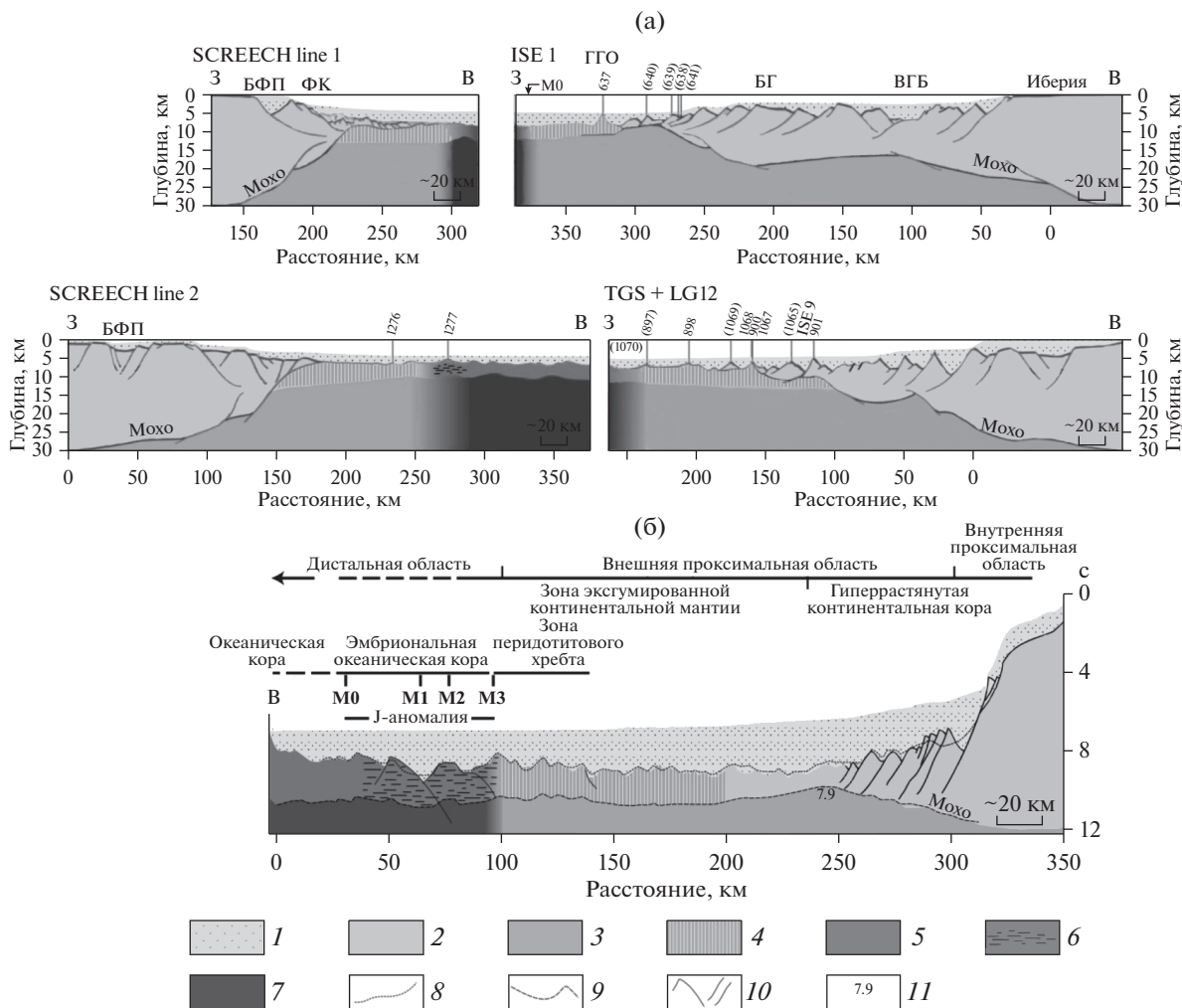


Рис. 2. (а) – Строение сопряженных пассивных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда с выделением характерных областей для окраин с гиперрастянутой континентальной корой [34, 20, 17]; (б) – строение коры Иберийской окраины вдоль профиля IAM-9 [17]. Положение профилей см. на рис. 1. 1 – осадки, 2 – континентальная кора, 3 – субконтинентальная мантия, 4 – серпентинизированная мантия, 5 – океаническая кора, 6 – эмбриональная океаническая кора, 7 – океаническая мантия, 8 – кровля фундамента, 9 – подошва фундамента, 10 – сбросы, 11 – скорости сейсмических волн (км/с).

ной Австралии, платформа Сокотра, отделенная вместе с одноименным островом от африканского континента грабеном Гвардафуй и многие другие [2].

Банка Флэмиш Кэп со стороны сопряженной окраины Ньюфаундленда также отделена рифтогенным бассейном Пас Флэмиш от Большой банки Ньюфаундленда, которая представляет собой более обширное краевое плато. Эти погруженные краевые банки осложняют строение континентальных окраин. Условия их образования вызывают немало вопросов.

К югу от Галицийской Банки окраина Иберии имеет несколько иное строение. Здесь отсутствует погруженное краевое плато, хотя континентальная окраина имеет все признаки,

характерные для окраин с гиперрастяжением, описанные выше.

Цель работы заключается в выявлении на основе физического моделирования особенностей структурообразующих деформаций при формировании континентальной окраины северного и южного сегментов Западной Иберии и Ньюфаундленда, которая представляет собой тектонотип невулканических рифтогенных окраин, характеризующихся гиперрастянутой континентальной корой.

СТРОЕНИЕ ОКРАИН

Сопряженные окраины Западной Иберии и Ньюфаундленда очень хорошо изучены разно-

образными геолого-геофизическими методами. Сейсмические [9, 11, 12, 19], гравиметрические и магнитометрические [33, 36] данные, полученные на сопряженных окраинах вместе с данными глубоководного морского бурения (ODP) Legs 103, 149, 173, 210 [10, 37, 38], дают неплохое представление о строении этих окраин. Основное внимание в данной статье будет уделено иберийской окраине. В ее пределах четко выделяются два сегмента, различающиеся по своему строению: северный и южный. Северный сегмент характеризуется наличием погруженного краевого плато Галиция, отделенного от материка рифтогенным Внутренним Галицийским бассейном, а на западе переходящим в глубоководную Галицийскую окраину. Южный сегмент представляет собой типичную окраину с гиперрастянутой континентальной корой, переходящей в Южную Иберийскую абиссальную котловину, подстилаемую океанической корой (рис. 1).

На рис. 2 приведены две пары профилей, проходящие на расстоянии 200 км друг от друга через северный и южный сегменты сопряженных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда [17, 20, 34]. Геологическая интерпретация этих профилей следует работам [20, 34] и основана на всестороннем анализе геолого-геофизических данных и результатах глубоководного морского бурения. В пределах рассматриваемых окраин эти авторы выделили несколько областей, характерных для окраин такого типа (рис. 2).

Внутренняя проксимальная область (континентальный шельф Галиции – континентальный шельф Иберии и область поднятий Флэмиш Кэп – Большая Банка) характеризуется небольшим фактором растяжения ($\beta < 2$). Она представляет собой стабильную континентальную платформу, сложенную слегка утоненной (25–30 км) континентальной корой, претерпевшей небольшое пострифтовое погружение. Эта область связана со сбросообразованием в хрупкой части верхней коры. Она включает следующие бассейны: Лузитанский, Порто и Жанны д'Арк.

Область утонения (зона шейки (necking zone) включает Галицийскую Банку – западный край бассейна Пенич и восточный край поднятия Флэмиш Кэп – Большая Банка) соответствует области перехода от утоненной континентальной коры во внутренней проксимальной области до гиперрастянутой сильно утоненной континентальной коры (< 10 км) во внешней проксимальной области. Зона шейки характеризуется заглублением верхней поверхности фундамента, связанным с утонением коры и резким поднятием поверхности Мохо. Здесь на поверхность дна нередко выходит эксгумированная серпентинизированная мантия [20, 34]. Эта область характеризуется высоким фактором растяжения ($\beta > 3-4$),

что свидетельствует о значительном пострифтовом погружении [16, 28]. Вдоль двух пар разрезов через рифтогенную окраину Иберии–Ньюфаундленда архитектура зоны шейки сильно изменяется [20, 34].

Гиперрастянутая область (Глубокая Галицийская окраина, Южная Иберийская абиссальная равнина и бассейн Ньюфаундленд) соответствует переходной зоне между областью шейки и океанической корой и сложена сильно утоненной континентальной корой и/или эксгумированной субконтинентальной мантией. Следует отметить, что растягивающие деформации в этой области характеризуются сменой структурного плана от крутопадающих сбросов с большим смещением к более пологим нормальным сбросам, последние отмечаются в детачмент-сбросах в верхних частях фундамента (т.е. в коре или мантии) [26, 34].

Очень сильное утонение континентальной коры позволяет нормальным сбросам “прорезать” оставшуюся континентальную кору и проникать в мантию. Зона перехода “континент–океан” ассоциируется здесь с эксгумированной континентальной корой и подкоровой мантией и представляет собой переход от утоненной континентальной коры к океанической коре [17, 25, 38]. Эмбриональная океаническая кора (протокора) в дистальной области, сформированная на ранних этапах спрединга, характеризуется сильноизрезанным и расчлененным рельефом, по сравнению с рельефом коры, сформированной на более поздних этапах установившегося спрединга [12].

Точно определить ограничение гиперрастянутой области со стороны океана трудно. Следуя [34], эта граница определяется поднятием поверхности фундамента (так называемое внешнее поднятие), совпадающим с переходом от области эксгумированной мантии к первой эмбриональной океанической коре в Иберийско-Ньюфаундлендской рифтовой системе.

Предраскольные проявления позднеэриосово–раннеюрского магматизма с небольшим объемом вулканитов в Иберо-Ньюфаундлендском секторе обнаруживаются только в пределах проксимальной зоны. Условия “магматического голода”, существовавшие во время рифтинга и начального спрединга, определили амагматичный режим развития всего региона, с отсутствием на окраинах следов активного магматизма. В результате в фундаменте внешней проксимальной и дистальной зон (переход к океанической коре) оказались распространены почти исключительно древние комплексы субконтинентальной мантии. Серпентинизация мантийных пород при продолжении растяжения и растрескивания коры, их тектонизация и эксгумация в виде перидотитовых хребтов представляют характерную осо-

бенность невулканических окраин этого типа [6, 16, 17, 20, 26, 34, 38].

Зона перехода от континентальной коры к океанической в районе Иберийской окраины характеризуется сейсмическими скоростями, достигающими 8 км/с вблизи основания фундамента. Она протягивается на 170 км в ширину на южной окраине Иберии в районе Южной Иберийской абиссальной котловины и всего 10 км в ширину на севере Галицийской Банки. В переходной зоне мощность океанической коры достигает 2.5–3.5 км, что отличается от ее средних значений (5–7 км). В центральном и южном участках иберийской окраины переходная зона “континент–океан” шире, а серпентинизированные перидотиты обнаружены на многочисленных хребтах во время бурения скважин 637, 897 и 899 [12, 20, 37, 38] (рис. 2).

Более узкая зона перехода к океанической коре в районе Галицийской Банки содержит один перидотитовый хребет с океанической корой на западе хребта. Перидотитовый хребет представляет собой возвышенность шириной ≈ 60 км, которая располагается между утоненной континентальной корой на востоке и тонкой океанической корой на западе (рис. 2), с постепенно увеличивающимися сейсмическими скоростями с глубиной из-за уменьшающейся степени серпентинизации [17]. В составе фундамента ультраосновного комплекса изучены лерцолиты, гарцбургиты, метаморфизованные перидотиты, с малым количеством дунитов, с прожилками клинопироксенитов и вебстеритов. Основные породы, ассоциирующие с перидотитами, представлены небольшим объемом базальтов, долеритов и габбро [6].

РАЗВИТИЕ ИБЕРИЙСКОЙ ОКРАИНЫ НА РАННЕЙ СТАДИИ РИФТОГЕНЕЗА

Несмотря на хорошую изученность сопряженных окраин Иберии и Ньюфаундленда, ранние этапы их формирования до рифтинга, син- и пост-рифтинга еще недостаточно хорошо поняты. Согласно [20], западно-европейская кора, предшествующая рифтингу, была сформирована серией континентальных террейнов, сложенных породами докембрийского–палеозойского возраста. Локализация линии раскола между Иберией и Ньюфаундлендом проходила по границе между двумя различными континентальными “террейнами”: Авалонским “террейном”, сохраняющим реликты каледонско-акадианского орогена и сохраненного главным образом на окраине Ньюфаундленда, и варисцийским “террейном”, сильно подвергнутым варисцийскому орогенезу и составляющим фундамент Иберийской окраины. В течение карбона Иберийский фундамент формировался за счет утолщенной континентальной коры. В отличие от этого, Ньюфаунд-

лендский фундамент был краевой зоной варисцийского орогена.

Пермский посторогенный этап связан с литосферным утонением и магматическим андерплейтингом в основании Иберийской континентальной коры и региональным вмещением основных и кислых магм. Начальное погружение, по всей видимости, контролировалось последующим термическим остыванием литосферы и приводило к отложению первых осадков в течение триаса.

В течение мезозойского времени южная часть Северной Атлантики подвергалась нескольким фазам рифтогенеза, которые характеризовались разным стилем деформаций [12, 20, 27, 35]. Считается, что раскол между Иберией и Ньюфаундлендом включал две стадии. Первая стадия охватывала временной промежуток от позднего триаса до ранней юры. Она включала в себя утонение континентальной коры и формирование крупных и глубоких, ограниченных разломами бассейнов во внутренней проксимальной области, таких как Бассейн Жанны Д’Арк, Лузитанианский, Галицийский. Вторая стадия охватывала временной промежуток от поздней юры до раннего мела и характеризовалась сильным растяжением континентальной коры во внешней проксимальной области. Континентальная кора была утонена до 10 км и раскалывалась на отдельные блоки, разделенные вертикальными разломами, которые выделяются по сейсмическим данным [6, 12, 20]. На расстоянии 8 км ниже уровня моря обнаружен крупный разлом-детachment, разделяющий трещиноватую кору от подстилающих серпентинизированных перидотитов. В целом, процесс растяжения, приводящий к континентальному расколу, является частью сложной последовательности единичных полифазных рифтовых событий [35].

В Бассейне Флэмиш Пасс рифтинг начался после берриаса и продолжался до апта [6]. В северном сегменте иберийской окраины растягивающие деформации вначале фокусировались в рифтовой ветви во Внутреннем Галицийском бассейне в течение поздней юры–валанжина, затем распространялись в сторону Глубокой Галицийской окраины в валанжине–готериве, оставляя менее деформированную изолированную Галицийскую банку. Предполагается, что в это время осадки Глубоководной Галицийской окраины отлагались в мелководных условиях открытого шельфа [20]. Сейсмические данные свидетельствуют об интенсивном сбросообразовании, которое привело к формированию Внутреннего Галицийского бассейна [27]. Валанжин-готеривская осадочная толща рассматривается как синрифтовые отложения, заполняющие недавно сформированные бассейны и отражающие кли-

нообразную геометрию, свидетельствующую о главной фазе растяжения внутри Внутреннего Галицийского бассейна [21]. Последующие баррем-раннеальбские отложения пассивно заполняли рифтогенный бассейн.

В пределах южного сегмента Иберийской окраины так же, как на окраине Ньюфаундленда, активный рифтинг в течение валанжина–готерива концентрировался в проксимальных бассейнах (Лузитанианский бассейн и бассейн Жанны д'Арк). В окрестности подводных гор Порто сейсмические данные выявили осадочную толщу в рифтовых бассейнах, контролируемую наклоненными к западу нормальными сбросами, падающими под большими углами, которые, вероятно, фиксировали миграцию деформаций в сторону дистальных областей [20]. Но, в отличие от мелководных морских условий в титоне в пределах северного сектора в Глубокой Галицийской окраине, растяжение в Южной иберийской абиссальной равнине формировалось уже в более глубоких условиях (>500 м). Эти толщи так же, как и на Глубокой Галицийской окраине, были отложены до главной фазы деформаций континентальной коры. По всей видимости, южная ветвь рифта постепенно продвигалась к северу [21, 35]. Это привело к тому, что зона растяжения охватывала значительную по ширине область, в которой были обособлены изометричные фрагменты континентальных банок Галицийской и Флэмиш-Кэп, образовавших впоследствии погруженные краевые плато, отделенные от материков рифтовыми ветвями, а в настоящее время – рифтогенными бассейнами [6].

Деформации остаточной континентальной коры произошли здесь главным образом в течение позднего берриасса–раннего валанжина. Эксгумированная по крупным разломам-детачментам серпентинизированная мантия перекрывается тектоно-осадочной брекчией и вскрыта в скв. 1068 [18].

В течение баррема–раннего апта эксгумация субконтинентальной мантии по разломам-детачментам вдоль южного сектора сопровождалась несколькими локальными магматическими событиями [18]. Осадочная толща обычно представляет собой ровно залегающие слои. В скважинах 897 и 899 ОДР брекчия с породами континентального фундамента и мантии была обнаружена на перидотитовом хребте. Такие находки предполагают позднее нормальное сбросообразование, связанное с поднятием перидотитового хребта в течение позднеаптского раскола [25]. Как и для северного сектора, здесь раскол предполагается на границе апта и альба.

Моделируя развитие окраин северного и южного секторов Западной Иберии, Мон с соавторами [20] установили прогрессивное развитие

коровых деформаций с юга на север в течение 5–10 млн лет, объясняющее изменение в стратиграфических фациях между Южной Иберийской абиссальной равниной и Глубокой Галицийской окраиной/Галицийской банкой. Действительно, в течение берриасса растяжение уже хорошо проявлялось в южной провинции, формируя глубину дна >500 м, в то время как в Глубокой Галицийской окраине и Галицийской Банке (северный сектор) континентальная кора была только слабо деформирована в условиях неглубокого моря (<500 м).

Вопрос времени окончательного раскола континентов и начала раскрытия океанов до сих пор остается дискуссионным. Уайтмарш и Майлс [36] считают, что раскол маркируется магнитной аномалией М3, что соответствует возрасту в 128 млн лет. Уилсон с соавторами предлагают возраст 140–134 млн лет, опираясь на данные бурения. Дин с соавторами фиксируют раскол по магнитной аномалии М0, что соответствует возрасту в 125 млн лет [12]. Ряд исследователей, основываясь на данных сейсмических скоростей, бурения, гравитационных и магнитных аномалий [17, 23, 33], считают, что характерная аномалия J располагается в области между хроном М3 и хроном М0 и маркирует по направлению к океану край эксгумированной континентальной мантии (рис. 1а, 1б). Несмотря на отсутствие определенности во времени раскола, он однозначно сопровождался ультрамедленным спредингом со скоростями от 8 до 10–14 мм/год [29, 31], формирующим первоначальную океаническую кору более тонкую (3–4 км) и с более изрезанным рельефом дна, чем нормальная океаническая кора вдоль окраин.

В целом, при общем сходстве развития континентальных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда, отмечаются определенные различия, отражающие асимметричную картину их строения, особенно в области проксимальных областей [6]. Кроме того, процесс рифтинга и особенности его перехода к спредингу зависят от ряда важных факторов, таких как унаследованность структур дораскольной коры, прогретость мантии, реологическая стратификация коры, величины растягивающих напряжений, наличие или отсутствие магматизма, скоростей относительных перемещений плит и других параметров. Данные параметры определяют тектоническое строение окраин, а также количество син- и пост-рифтовых отложений.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ИБЕРИИ

Методика моделирования. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [1, 3, 8, 30]. Модельное вещество с упруго-пластическими

свойствами представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками.

При подготовке эксперимента расплавленное модельное вещество охлаждается сверху с помощью вентилятора. На его поверхности образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины H , начинается ее горизонтальное растяжение. Рифтовые зоны в модели задавались в виде разрезов или ослабленных зон с утоненной модельной литосферой за счет меньшего времени ее охлаждения [1].

Описание экспериментов и результаты моделирования. Были проведены две серии экспериментов.

Серия 1. Моделирование структурообразования при формировании континентальной окраины южного сегмента Иберии и сопряженной окраины Большой банки Ньюфаундленда при различных значениях скоростей растяжения. Эксперименты этой серии были аналогичны экспериментам, проведенным для анализа структурообразования на сопряженных окраинах Австралии и Антарктиды, которые также относятся к окраинам с гиперрастяжением континентальной коры [3].

Особенностью формирования континентальной окраины южного сегмента Иберии являлось изменение скоростей растяжения литосферы на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Первая (континентальная кора с толщиной H_1) и вторая стадии растяжения и амагматического утонения (континентальная кора с толщиной H_2) в экспериментах создавались искусственным утонением модельной континентальной литосферы. Третья стадия развития окраины, сопровождаемая эксгумацией серпентинизированной мантии, в эксперименте воссоздавалась процессом очень медленного растяжения – ультрамедленного спрединга, при котором формировался сильно расчлененный рельеф в виде крупных деформированных валов (валообразных поднятий или холмов) по одной или обеим сторонам континентальных окраин. На этом этапе нередко отмечалась геометрическая нестабильность рифтовой оси, сопровождаемая ее неоднократными перескоками. Они приводили к симметричной или асимметричной аккреции, что отражалось, соответственно, в симметричном или асимметричном строении континентальных окраин. Четвертая стадия (формирование коры в условиях перехода от режима ультрамедленного спрединга к медленному) в эксперименте соответствовала увеличению

скорости растяжения. Образованная модельная кора характеризовалась расчлененной поверхностью, с менее контрастным рельефом. При этом асимметричная аккреция могла сохраняться.

Эксперимент 1951 (рис. 3). Скорость первоначального растяжения модельной литосферы составляла $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с (ультрамедленный спрединг). В центральной и нижней областях в пределах ослабленной зоны произошло разрушение в виде индивидуальных трещин, формирующих первоначальную сегментацию спрединговой оси (рис. 3а, стадия А). На поверхности образовалось несколько смещений размерами от первых до 10 мм. Постепенно трещины первоначальной сегментации удлинялись, соединялись друг с другом и затем образовали единую спрединговую ось (рис. 3а, стадия Б). В ходе дальнейшего наращивания модельной литосферы началось образование крупных валообразных структур шириной 6–8 мм и высотой 2–4 мм (рис. 3а, стадия В). На разрезе по линии G–G' (см. рис. 3б) они представлены наиболее изрезанным и высокоамплитудным рельефом в его краевых частях. В период формирования первых двух-трех валов наблюдались перескоки оси спрединга, нарушавших ее линейность (рис. 3а, стадия В). Наращивание модельной литосферы на этой стадии в нижней части ослабленной зоны происходило более асимметрично, чем в верхней (рис. 3а, стадии В и Д; см. также зону V_1 ультрамедленного спрединга на рис. 3б).

Затем скорость растяжения была увеличена до $V_2 = 3.0 \times 10^{-5}$ м/с (медленный спрединг). Увеличение скорости растяжения привело к уменьшению амплитуды рельефа на отдельных сегментах (рис. 3а, стадия В). При данной скорости растяжения также происходили небольшие перескоки оси спрединга, как правило, на ширину одного валообразного поднятия, которые приводили к формированию в модели нетрансформных смещений оси. Уменьшение рельефа на этой стадии эксперимента показано на разрезе по линии G–G' (см. рис. 3б). После этого скорость растяжения была еще раз увеличена до $V_3 = 5 \times 10^{-5}$ м/с (стационарный средний спрединг). Это привело к дальнейшему уменьшению амплитуды рельефа (рис. 3а, стадия Г). Амплитуда морфоструктур по вертикали и латерали заметно уменьшилась, а сам спрединг стал протекать более симметрично, локальные перескоки оси и формирование нетрансформных смещений стали более редкими, а ось спрединга приобретала линейный характер. Уменьшение рельефа на этой стадии эксперимента показано на разрезе по линии G–G' (см. рис. 3а, стадии Г, Д и рис. 3б).

В модели наблюдались поперечные структуры, развивающиеся с момента первоначальной сегментации. Другие типы структур появлялись в

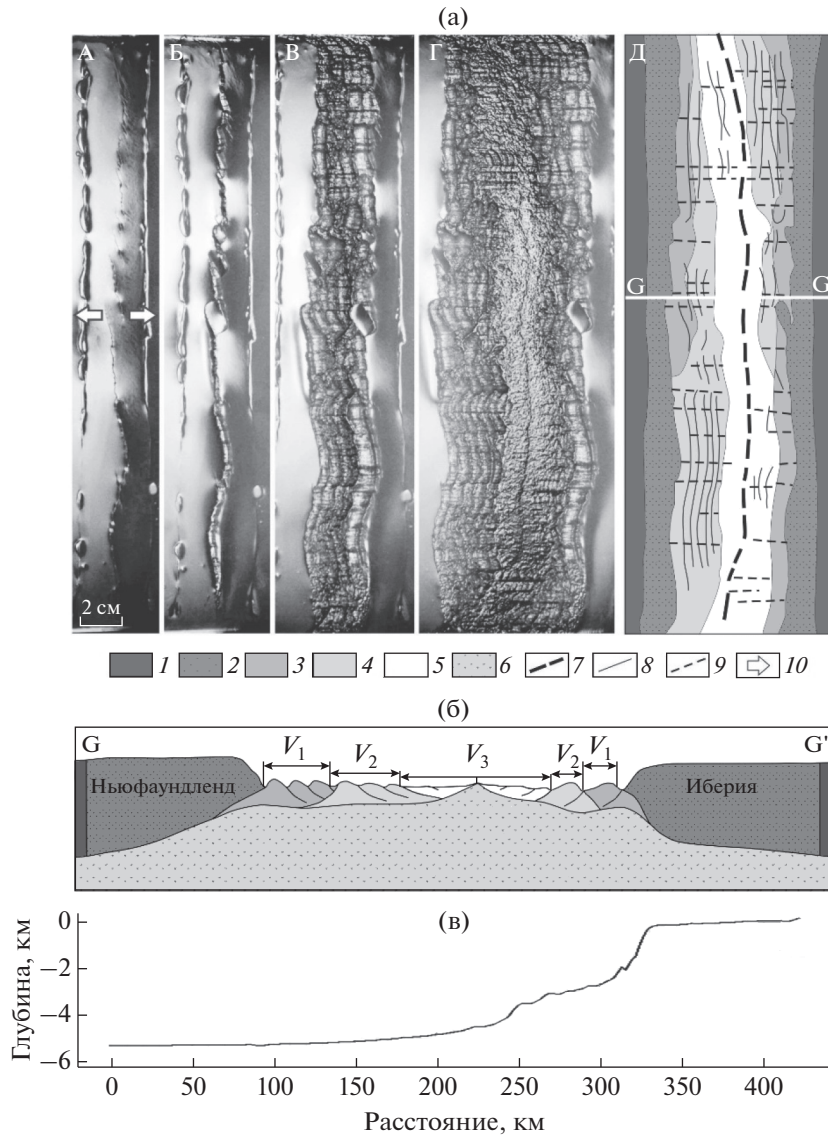


Рис. 3. Эксперимент № 1951. Структурообразование в модели в переходных зонах от континентальной литосферы к океанической при возрастающих значениях скоростей растяжения (пример разреза через окраину в районе Южной иберийской абиссальной равнины). $H_1 = 4 \times 10^{-3}$ м; $H_2 = 2 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с (А–В); $V_2 = 3 \times 10^{-5}$ м/с (В); $V_3 = 5 \times 10^{-5}$ м/с (Г). (а) – А–Г – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Д – структурная схема последней стадии эксперимента; (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии G–G' на основе результатов экспериментов; (в) – батиметрический профиль через иберийскую окраину в районе Южной иберийской окраины (GMRT Grid Version 3.6).

1 – континентальная литосфера (в природе – внутренняя проксимальная окраина); 2 – утоненная континентальная литосфера (в природе – внешняя проксимальная окраина: серпентинизированная континентальная мантия, зона эксгумации мантии); 3 – зона наращивания океанической коры при ультрамедленном растяжении и спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 4 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 5 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_3 (увеличение скорости спрединга – средний спрединг); 6 – расплав – модельная астеносфера; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений оси; 10 – направление растяжения.

процессе аккреции новой модельной коры в результате разнонаправленных перескоков оси спрединга, приводящих к симметричному или асимметричному спредингу в модели. На рис. 3а, стадия Д показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 3б – схематичный разрез строения коры.

Проведенные эксперименты показывают, что размеры валообразных поднятий, отделенные друг от друга участками отмерших осей спрединга, определяются толщиной осевой модельной литосферы и амплитудой перескоков спрединговой оси. При увеличении скорости спрединга и соответствующем сокращении времени охлажде-

ния литосферы в осевой рифтовой зоне наблюдается сглаживание рельефа.

В результате экспериментов выделены четыре зоны, различающиеся характером структурообразования и соответствующие природным зонам, выявленным по геофизическим и геоморфологическим данным на континентальных окраинах Иберии.

Серия 2. Моделирование формирования краевых банок Галиция и Флэмиш Кэп на ранней стадии развития континентальной окраины северного сегмента Иберии. Во второй серии экспериментов изучались закономерности формирования краевой банки Галиция, осложняющей северный сегмент континентальной окраины Иберии.

Эксперимент № 2080 (рис. 4).

В подготовленной модельной плите толщиной H_1 было сделано два разреза длиной L , имитирующих первоначальные рифтовые трещины. Поперечное a и продольное b расстояние между ними было равным. После этого началось растяжение модельной литосферы с заданной ультрамедленной скоростью $V = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с (рис. 4а, стадии А, Б).

Трещина из верхнего разреза начала продвигаться раньше. После того как стала продвигаться трещина из нижнего разреза, обе трещины продвигались навстречу друг другу симметрично с одинаковой скоростью. Перекрывшись, трещины образовали блок (рис. 4а, стадия А). Затем началось наращивание новой модельной коры (рис. 4а, стадия Б). Блок испытывал вращение против часовой стрелки в горизонтальной плоскости, а также в вертикальной. Соединение осей перекрытия произошло через верхнюю трещину, а затем через нижнюю. После этого некоторое время спрединг в модели шел на двоянных осях, вследствие чего блок частично отделился от первоначальной плиты (рис. 4а, стадии Б, В). В этот период начал формироваться сдвиг от нижней части блока. Далее скорость растяжения была увеличена до $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с. И через некоторое время это отразилось в уменьшении амплитуды рельефа (рис. 4а, стадии Г, Д; рис. 4б). На стадии Д эксперимента спрединг на верхней (правой) оси перекрытия прекратился и она отмерла, образовалась единая ось спрединга левее блока. Вращение блока прекратилось, и в пределах континентальной окраины зафиксировалась структура — аналог краевой банки Галиция, частично отделенная от континента. Затем скорость растяжения была вновь увеличена до $V_3 = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с. Это увеличение скорости привело к формированию в модели самого мелкого рельефа (рис. 4а, стадия Д и рис. 4б). На рис. 4а, Е показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 4б — схематичный разрез строения коры.

Эксперимент № 2083 (рис. 5). В подготовленной модельной плите толщиной H_1 было сделано два разреза L , имитирующих первоначальные рифтовые трещины. Поперечное a и продольное b смещения между ними немного различались (рис. 5а, стадия А).

В начале эксперимента скорость растяжения была очень медленной $V = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с. Трещины продвигались одновременно и симметрично. Сблизившись, они образовали перекрытие, а затем соединились, оконтурив центральный блок (рис. 5а, стадии А и Б). Блок интенсивно вращался в горизонтальной плоскости против часовой стрелки (рис. 5а, стадия В). При увеличении скорости растяжения до $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с центры спрединга продолжительное время работали с обеих сторон блока. Он вращался против часовой стрелки, повернулся на 90° и отделился от материнской континентальной плиты (рис. 5а, стадии В и Г). При этом по обеим его сторонам формировались веерообразные структуры (рис. 5а, стадии В—Д). В модели шло асимметричное наращивание новой модельной литосферы: в верхней половине модели — влево, а в нижней — вправо (рис. 5а, стадии В—Д). Поэтому к концу эксперимента блок оказался со всех сторон окруженным развитой океанической корой. При дальнейшем растяжении левее блока сформировалась единая ось спрединга (рис. 5а, стадия Г). Блок также испытывал значительное вертикальное вращение относительно прилегающих участков модели. Такие деформации блока привели к тому, что в середине опыта, наряду с действующей осью спрединга в тыловой части активного аккреционного вала, произошла реактивизация разлома. Вдоль него произошло излияние расплава подстилающего вещества на поверхность модельной литосферы (рис. 5а, стадии Г и Д), что может объяснять наличие магматических излияний даже в условиях относительно холодной мантии. В течение эксперимента в нижней половине модели наблюдались многочисленные перескоки осей спрединга, формирующие нетрансформные смещения оси. В верхней части модели спрединговая ось была более стабильна (рис. 5а стадия Д). На рис. 5а, Е показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 5б — схематичный разрез строения коры.

В проведенных экспериментах отмечается асимметричное строение сопряженных пассивных окраин, формирующееся на ранних стадиях перехода от континентального рифтинга к аккреции новой коры и в условиях ультрамедленного спрединга. Рельеф фундамента характеризуется на этой стадии сильной расчлененностью и изрезанностью и постепенно выполаживается с увеличением скорости спрединга. В условиях продвижения рифтовых трещин навстречу друг другу

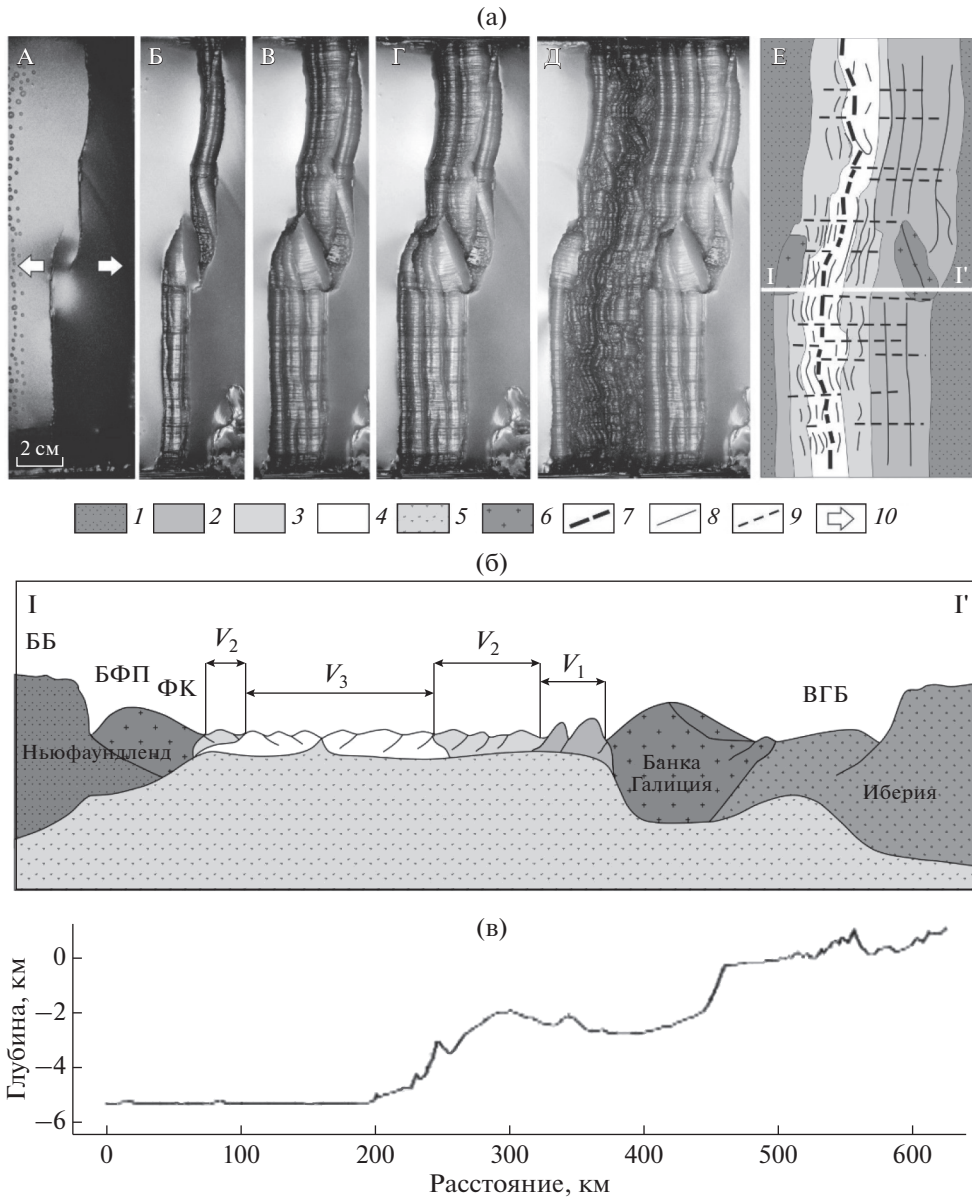


Рис. 4. Эксперимент № 2080. Образование в модели краевых плато (пример северного разреза – образование банки Галиции и банки Флэмиш Кэп) при встречном продвижении рифтовых трещин. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $L_1 = L_2 = 6 \times 10^{-2}$ м; $a = \sigma = 3 \times 10^{-2}$ м; $V_1 = 1.67 \times 10^{-3}$ м/с; $V_2 = 2.5 \times 10^{-3}$ м/с; $V_3 = 3.75 \times 10^{-3}$ м/с. (а) – А–Д – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Е – структурная схема последней стадии эксперимента; (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии I–I' на основе результатов экспериментов; (в) – батиметрический профиль через иберийскую окраину в районе банки Галиции.

1 – утоненная континентальная литосфера в модели; 2 – зона наращивания океанической коры при ультрамедленном растяжении и спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 3 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 4 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_3 (увеличение скорости спрединга – средний спрединг); 5 – жидкий расплав, имитирующий астеносферу; 6 – краевое плато; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений оси; 10 – направление растяжения.

образуется блок, который в процессе спрединга испытывает вращение как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Эти деформации продолжаются до тех пор, пока одна из рифтовых ветвей перестанет быть активной, а на ее месте будет формироваться бассейн, отделяющий блок от материка. Вероятно, что по такому сценарию

шло образование и развитие банки Галиция и банки Флэмиш Кэп. Однако, как показали эксперименты (эксперимент № 2083), при длительной активности двух рифтовых ветвей, обтекающих блок, вращение и деформация блока могут быть значительными и приводить к локальным излияниям расплава в проксимальной (ближней к кон-

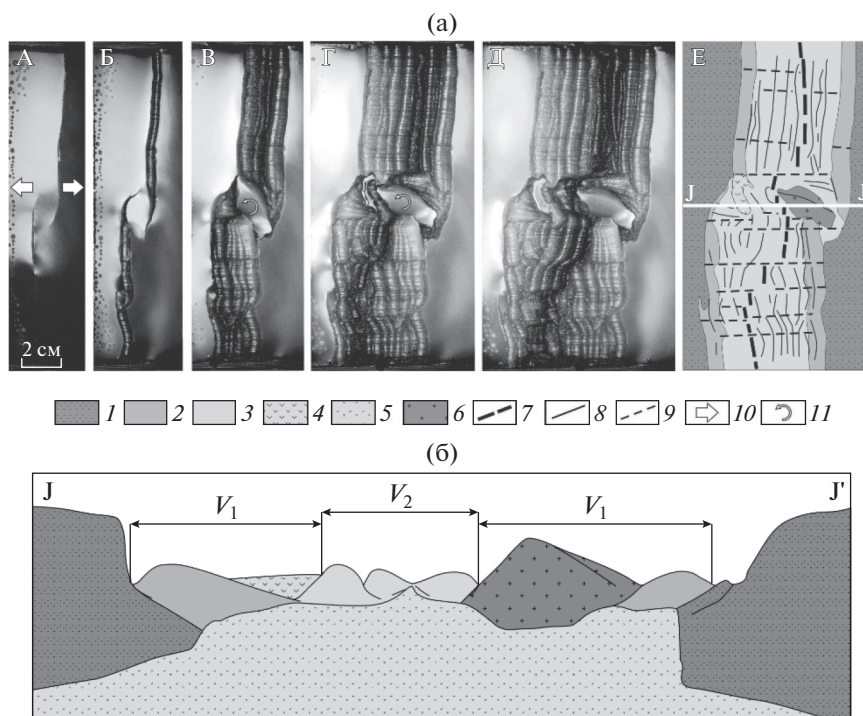


Рис. 5. Эксперимент № 2083. Образование в модели краевых плато, сопровождаемое излиянием расплава вследствие сильного вращения блоков и их вертикальных подвижек. (а) – А–Д – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Е – структурная схема последней стадии эксперимента. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $L_1 = L_2 = 6 \times 10^{-2}$ м; $a = 3 \times 10^{-2}$ м; $\sigma = 2 \times 10^{-2}$ м; $V_1 = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с (А–В); $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с (Г–Д); (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии J–J'.

1 – утоненная континентальная литосфера (в природе – внешняя проксимальная окраина, серпентинизированная континентальная мантия, зона эксгумации мантии); 2 – зона наращивания океанической коры при ультра медленном спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 3 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 4 – магматические излияния; 5 – расплав – модельная астеносфера; 6 – краевое плато; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений; 10 – направление растяжения; 11 – направление вращения блока.

тиненту) области и даже к полному отделению блока от материка. В этом случае произойдет формирование микроконтинента, отделенного от материка полосой новообразованной океанической коры с характерными линейными магнитными аномалиями. Но в рассматриваемых окраинах такой стадии развития не отмечается.

ВЫВОДЫ

1. Проведено экспериментальное изучение структурообразования при переходе от рифтинга к спредингу при формировании сопряженных окраин Иберии и Ньюфаундленда, характеризующихся гиперрастянутой континентальной корой. Показано, что северный и южный сегменты Иберии формировались в разных условиях развития рифтинга.

2. Моделирование показало, что в условиях сильно растянутой континентальной коры при очень медленных скоростях растяжения возможно формирование асимметричного строения переходных зон от континента к океану. Асимметрия закладывается на начальных этапах разруше-

ния континентальной коры и в дальнейшем поддерживается неустойчивостью оси спрединга; переход от рифтинга к ультрамедленному спредингу отмечается резко расчлененным рельефом дна, который при дальнейшем увеличении скорости спрединга становится менее контрастным.

3. Эксперименты показали, что формирование погруженных краевых плато в пределах континентальных окраин, таких как банки Галиция и Флэмиш Кэп, возможно при встречном продвижении двух рифтовых трещин, которые ограничивают блок микроконтинента с обеих сторон. Одна рифтовая ветвь трансформировалась в дальнейшем в спрединговый хребет, а вторая, со стороны континента, отмирала, формируя структуру типа авлакогена, с характерным осадочным бассейном, отделяющим погруженные банки от материка. В процессе своего развития блоки микроконтинентов испытывали вращательные деформации как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Такие деформации могли приводить к излиянию магмы на поверхность коры даже в условиях относительно холодной мантии.

Таким образом, проведенное моделирование позволило определить условия формирования разных типов рельефа при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу при изменяющихся скоростях растяжения, позволило выявить разный характер структурообразования на каждом этапе развития сопряженных переходных зон Западной Иберии и Ньюфаундленда. Это подтверждается сравнением результатов моделирования с сейсмическими данными о рельефе фундамента и фазами развития сопряженных переходных зон Иберии и Ньюфаундленда.

Благодарности. Авторы благодарят А.Н. Филаретову за помощь в оформлении рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
2. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 463–475.
<https://doi.org/10.7868/S0030157418030115>
3. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.
4. Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л. и др. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.
5. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития Индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
6. Меланхолина Е.Н. Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии–Ньюфаундленда // Геотектоника. 2011. № 1. С. 80–105.
7. Меланхолина Е.Н., Суцеская Н.М. Особенности развития магматизма при формировании пассивных окраин северной Атлантики // Геотектоника. 2013. № 2. С. 12–31.
8. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.
9. Afilhado A., Matias L., Shiobara H. et al. From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38° N // Tectonophysics. 2008. V. 458. P. 9–50.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.002>
10. Boillot G., Winterer E. Drilling on the Galicia margin: Retrospect and prospect / Boillot G., Winterer E.L. et al. (Eds.) // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. 1988. V. 103. P. 809–828.
11. Davy R.G., Minshull T.A., Bayrakci G. et al. Continental hyperextension, mantle exhumation, and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights from wideangle seismic // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 3177–3199.
<https://doi.org/10.1002/2016JB012825>
12. Dean S.L., Sawyer D.S., Morgan J.K. Galicia Bank ocean–continent transition zone: New seismic reflection constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 413. P. 197–207.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.045>
13. Dureen N.G., Stagg H.M.J., Symonds P.A., Colwell J.B. Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 122. Q02006.
<https://doi.org/10.1029/22010GC003306>
14. Gillard M., Autin J., Manatschal G. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma // Mar. Pet. Geol. 2016. V. 76. P. 51–67.
15. Hauptert I., Manatschal G., Decarlis A., Unternehr P. Upper-plate magma-poor rifted margins: stratigraphic architecture and structural evolution // Mar. Pet. Geol. 2016. V. 69. P. 241–261.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.020>
16. Henning A.T., Sawye, D.S., Templeton D.C. Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition on the northern West Iberia margin: Evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. Iss. B5. B05103.
<https://doi.org/10.1029/2003JB002526>
17. Hugo V., Pinto G., Manatschal G. et al. Seawater storage and element transfer associated with mantle serpentinization in magma-poor rifted margins: A quantitative approach // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 459. P. 227–237.
18. Manatschal G., Froitzheim N., Rubenach M., Turrin B.D. The role of detachment faulting in the formation of an ocean–continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2001. V. 187. P. 405–428.
19. Minshull T.A. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins // Comptes Rendus Geoscience. 2009. V. 341(5). P. 382–393.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.09.003>
20. Mohn G., Karner G.D., Manatschal G., Johnso C.A. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modeling approach // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2015. V. 413(1). P. 53–89.
<https://doi.org/10.1144/SP413.9>
21. Murillas J., Mougnot D., Boulot G. et al. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin) // Tectonophysics. 1990. V. 184(3–4). P. 297–319.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90445-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90445-E)
22. Nemčok M., Rybár S., Sinha S.T. (eds.). Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2016. V. 431. P. 1–38.
<https://doi.org/10.1144/SP431.15>
23. Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J. et al. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: Implications for plate reconstructions // Terra Nova. 2017. V. 29(1). P. 20–28.
<https://doi.org/10.1111/ter.12240>

24. Pérez; Gussinyé M., Ranero C.R., Reston T.J., Sawyer D. Mechanism of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B5. P. EPM6-1–EPM6-19.
25. Péron-Pinvidic G., Manatschal G., Minshull T.A., Sawyer D.S. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history // *Tectonics*. 2007. V. 26. TC2011.
26. Péron-Pinvidic G., Manatschal G., Osmundsen P. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts // *Mar. Pet. Geol.* 2013. V. 43. P. 21–47.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>
27. Reston T.J. Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237(3–4). P. 561–576.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.019>
28. Reston T.J. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the Northhand Central Atlantic: A synthesis // *Tectonophysics*. 2009. V. 468. P. 6–27.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.002>
29. Russell S.M., Whitmarsh R.B. Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies // *Geophys. J. Intern.* 2003. V. 154. № 3. P. 706–730.
30. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B5. P. 9137–9153.
31. Sibuet J.C., Srivastava S., Manatschal G. Exhumed mantle forming transitional crust in the Newfoundland–Iberia rift and associated magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № B6. P. NIL84–NIL106.
32. Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M. et al. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Elan Bank case study // *Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ.* 2016. V. 431. № 1. 95
<https://doi.org/10.1144/SP431.5>
33. Stanton N., Manatschal G., Autin J. et al. Geophysical fingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic ocean domains: the example from the Iberia–Newfoundland rifted margins // *Mar. Geophys. Res.* 2016. V. 37(3).
<https://doi.org/10.1007/s11001-016-9277-0>
34. Sutra E., Manatschal G., Mohn G., Unternehr P. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins: Strain Distribution Along Rifted Margins // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. P. 2575–2597.
<https://doi.org/10.1002/ggge.20135>
35. Tucholke B.E., Sibuet J.-C. Leg210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland–Iberia rift. / Tucholke B.E., Sibuet J.-C. et al. (eds.) // In: *Proceedings of the ODP, Scientific Results, 210. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2007.* P. 1–56.
<https://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.210.101.2007>
36. Whitmarsh R.B., Miles P.R. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100(B3). P. 3789–3806.
37. Whitmarsh R.B., Sawyer D.S. The ocean–continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor spreading processes / Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A., Masson, D.G. (eds.) // *Proc. ODP, Sci. Res.* 1996. V. 149. College Station, TX (ODP). P. 713–733.
38. Whitmarsh R.B., Wallace P.J. The rift to drift development of the west Iberia nonvolcanic continental margin: a summary and review of the contribution of Ocean Drilling Program Leg 173 / Beslier M.O., Whitmarsh R.B., Wallace P.J., Girardeau J. (eds.) // *Proc. ODP, Sci. Res.* 2001. V. 173. College Station, TX (ODP). P. 1–36.

Physical Modeling of Structure Forming on the Early Stages of Iberia – Newfoundland Separation

E. P. Dubinin^{a, #}, A. L. Grokholsky^a, A. O. Rashchupkina^{b, ##}

^aLomonosov Moscow State University, the Earth Science Museum, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia

[#]e-mail: edubinin08@rambler.ru

^{##}e-mail: anastasiaforo@gmail.com

Based on the analysis of geological and geophysical data and physical modeling, the features of structure formation on the adjacent margins of Iberia and Newfoundland are considered. These margins represent a passive margins formed during hyperextension of the continental crust, with its asymmetric split along a large fault–detachment and depleted magma supply. This type of margin is characterized by the development under conditions of prolonged riftogenic extension of the continental crust, which turns into ultra slow and then slow spreading. A distinctive feature of the Iberian and Newfoundland margins is the presence of submerged plateaus (Galicia and Flamish Cap), underlain by a thinned continental crust that are separated from the mainland by riftogenic grabens. Physical modeling of the formation of different types of relief during the transition from continental rifting to oceanic spreading with varying rates made it possible to reveal different patterns of structure formation at each stage of development of the conjugate transition zones of Western Iberia and Newfoundland. The experiments showed that the formation of the edge plateau of Galicia is possible in the presence of two rifts moving towards each other.

Keywords: passive margins of Iberia and Newfoundland, edge plateaus, physical modeling