Номер 3

ISSN 0016-853X Май - Июнь 2023



www.sciencejournals.ru

Журнал основан в январе 1965 года. Выходит 6 раз в год.



СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Номер 3, 2023

Особенности структурообразования на ранних стадиях развития	
Г. Д. Агранов, Е. П. Дубинин, А. Л. Грохольский, Г. Л. Лейченков	3
Структурные стили надвиговых зон краевых прогибов Урала и Пай-Хоя <i>К. О. Соборнов</i>	17
Структура глубокопогруженных комплексов осадочных бассейнов: гидрогеологические аномалии и нефтегазоносность как следствие внедрения глубинных флюидов (на примере месторождений Южного Мангышлака) В. И. Попков, В. В. Ларичев, И. В. Попков	41
Сейсмотектонический анализ и развитие математической модели напряженно-деформированного состояния земной коры в зоне коллизии Западного Тянь-Шаня с Памирской дугой Ю. М. Садыков, И. У. Атабеков, Р. С. Ибрагимов	67
Сейсмотектонические следствия сильного землетрясения Маули $(27.02.2010 \text{ г., } M_w = 8.8)$ в Чили: численное моделирование напряженно-деформированного состояния западной окраины Южно-Американской литосферной плиты	70
В. Н. Морозов, А. И. Маневич	78
Правила представления статей в журнал "Геотектоника" (Geotectonics)	94

Contents

_

_

Vol. 57, no. 3, 2023

Structure Formation of the Southeast Indian Ridge at the Early Stages of Development:	
G. D. Agranov, E. P. Dubinin, A. L. Grokholsky, G. L. Leichenkov	3
Structural Styles of Thrust Zones of the Urals and Pay-Khoi Foredeep <i>K. O. Sobornov</i>	17
Geological Structure of Deep-Submerged Complexes of Sedimentary Basins: Hydrogeological Anomalies and Oil and Gas Potential as a Result of Implementation of Deep-Seated Fluids (on Example of the South Mangyshlak Fields)	
V. I. Popkov, V. V. Larichev, I. V. Popkov	41
Seismotectonic Analysis and Development of the Mathematical Model of the Stress-Strain State of the Earth's Crust in the Zone of Collision of the Western Tien Shan with the Pamir Arc <i>Yu. M. Sadykov, I. U. Atabekov, R. S. Ibragimov</i>	67
Seismotectonic Consequences of the Strong Earthquake Mauli (February 27, 2010, $M_w = 8.8$) in Chile: Digital Modeling of the Crust Stress-State of the Western Margin of the South American Plate	
V. N. Morozov, A. I. Manevich	78
Guidelines to Preparing and Submitting a Manuscript to "Геотектоника"/Geotectonics	94

УЛК 551.242

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ НА РАННИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА: ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2023 г. Г. Д. Агранов^{1, 3,} *, Е. П. Дубинин², А. Л. Грохольский², Г. Л. Лейченков^{4, 5}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова.

геологический факультет, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва. Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова — Музей землеведения,

д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

³Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология),

д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

⁵Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле, д. 7-9, Университетская наб., 199034 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: Agranovgr@gmail.com

Поступила в релакцию 21.01.2023 г. После доработки 23.03.2023 г. Принята к публикации 16.04.2023 г.

Авторами статьи проведено исследование особенностей структурообразования земной коры в ранний период формирования Юго-Восточного Индийского хребта, связанного с отделением Австралии от Антарктиды и продвижением рифтовой зоны к западу в пределы древней океанической литосферы в сторону крупной магматической провинции Кергелен, сформированной активностью одноименного плюма. Разделение Австралии и Антарктиды, охватывало длительный период континентального рифтогенеза (~160-80 млн лет), который затем перешел в ультрамедленный спрединг (~80-45 млн лет), далее в медленный спрединг (~45-40 млн лет) и затем в современный спрединг со средними скоростями (после 40 млн лет). Продвижение рифтовой зоны в сторону древней океанической литосферы сменилось аккрецией молодой океанической коры на формирующемся Юго-Восточном Индийском срединно-океаническом хребте. Ранние этапы его развития запечатленены в современном структурном плане региона исследования. Продвижение рифтовой зоны от континента в пределы древней океанической литосферы привело к образованию плато Натуралист и банки Брюс вблизи антарктической окраины. Раскол древней океанической литосферы и образование молодой коры на Юго-Восточном Индийском хребте привели к формированию сопряженных шовных зон Диамантина и Лабуан, фиксирующих положение начального рифтогенного раскола. Переход от ультрамедленного спрединга на начальной стадии образования океанической коры современного спрединга со средними скоростями четко зафиксирован в изменении расчлененности новообразованного рельефа. Юго-Восточный Индийский срединно-океанический хребет в результате продвижения на запад столкнулся с крупной магматической провинцией в процессе формирования плато Кергелен и отделил от плато хребет Броукен. Авторами проведено физическое моделирование условий возникновения процессов рифтинга и спрединга, а также структурообразования в регионе Юго-Восточного Индийского хребта.

Ключевые слова: геология, тектоника, магматическая провинция, горячая точка, Юго-Восточный Индийский хребет, плато Кергелен, хребет Броукен, эволюция Индийского океана, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X23030025, EDN: XMSHKC

ВВЕДЕНИЕ

Разделение Австралии и Антарктиды началось с рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 160 млн лет назад и продолжалось длительное (75-80 млн лет) время, в результате чего возникли чрезвычайно широкие (от 300 до 500 км) сопряженные континентальные окраины [20, 36]. На поздней стадии рифтогенеза произошел разрыв континентальной коры с выходом вещества верхней мантии на поверхность морского дна (мантийное вскрытие), завершившийся океаническим спредингом [6, 9, 10, 37]. Начало спрединга (а возможно уже и мантийное вскрытие) привело к рифтогенному растяжению внутри более древней океанической плиты, которая сформировалась в неокоме между Индией и Австрало-Антарктическим континентом, и последующего продвижения на запад уже зародившегося Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ) в позднем мелу-раннем палеогене.

На континентальной окраине юго-западной Австралии располагается краевое плато Натуралист, представляющее собой выдвинутый в сторону океана погруженный блок с утоненной континентальной корой, отделенный от материковой Австралии рифтогенным бассейном (рис. 1).

Площадь плато составляет 90 тыс. кв. км, поверхность лежит на глубинах от 2000 до 5000 м. Плато имеет прямоугольную форму, вытянутую в направлении с запада на восток на 400 км и с севера на юг — на 250 км. Оно ограничено с севера и запада абиссальной равниной Перт, с юга — Австрало-Антарктическим бассейном. По проекту DSDP (скважины № 258 и № 264) на плато Натуралист были вскрыты осадочные породы от меловых до миоценовых. Скважины не достигли фундамента, хотя скважиной № 264 были вскрыты меловые вулканокластические конгломераты, перекрывающие акустический фундамент [29].

При проведении драгирования в экспедиционных работах на НИС "Марион Дюфресне II" (г. Гавр, Франция) в 1998 г., на южном склоне плато были обнаружены кембрийские граниты и ортогнейсы [25]. В тектоническом отношении плато Натуралист, представляет собой фрагмент континентальной коры, испытавший рифтогенное растяжение в позднеюрское—раннемеловое время и модифицированный магматическими процессами в конце раннего мела [19]. Фундамент южной части плато Натуралист рассечен большим количеством сбросов и гораздо больше эродирован по сравнению с северной частью [3].

На Антарктической окраине, структурой, сопряженной с плато Натуралист, является погруженная банка Брюс, которая имеет сходство с плато Натуралист по строению и условиям образования. В районе плато Натуралист были драгированы древние метаморфические породы и предполагалось наличие магматических пород мелового возраста [9, 26]. Океанический спрединг между Австралией и Антарктидой на раннем этапе (до хрона полярности С18) происходил в ультамедленном режиме, со скоростями менее 2 см/год, о чем свидетельствует контрастный (высокоамплитудный) рельеф океанического фундамента, а затем увеличился до 5–7 см/год, генерируя сглаженный рельеф магматической коры [6, 9].

Продвижение рифта и первичный раскол океанической литосферы к западу от сопряженных структур плато Натуралист и банки Брюс маркируется разломными зонами Диамантина и Лабуан, характеризующимися резко расчлененным рельефом и контрастными магнитными и гравитационными аномалиями (см. рис. 1, рис. 2).

Сопряженные линейные структуры Диамантина и Лабуан располагаются в юго-восточной части Индийского океана и представляют собой псевдоразломы или шовные зоны, являющиеся следами зарождения и продвижения к западу нового Юго-Восточного Индийского спредингового хребта в пределы уже существующей более древней океанической литосферы.

Шовная зона Диамантина представляет собой глубинный разлом протяженностью ~2000 км (от хр. Броукен до 120°–125° в.д.), маркирующий место раскола древней океанической литосферы и разделяющий в настоящее время разновозрастные блоки литосферы. Последнее обстоятельство отчетливо отражается в линейных магнитных аномалиях и в различии региональных глубин дна между молодой литосферой Австрало-Антарктической котловины и более древней океанической литосферы котловины Перт. В рельефе дна разлом Диамантина представлен в виде чередования впадин и поднятий с амплитудой >3000 м (см. рис. 1, профили III–III', IV–IV').

На юге шовная зона Лабуан маркирует границу между древней (130–100 млн лет) океанической литосферой бассейна Лабуан, прилегающего к восточной окраине южной провинции плато Кергелен и более молодой литосферой Австрало–Антарктической котловины [33]. Перепад высот в пределах этой шовной зоны достигает 1.2–1.5 км (см. рис. 1, профиль I–I'). Отмечается также разница в мощности осадочного чехла в бассейне Лабуан и Австрало-Антарктическом бассейне [32]. Структуры Диамантина и Лабуан определяют место начального формирования современного Юго-Восточного Индийского хребта,

Рис. 1. Батиметрическая карта региона (по данным [24], с изменениями и дополнениями).

Показаны (линии черным) профили рельефа: I–I'– Юго-Западный склон хр. Броукен; II–II'– Южный склон хр. Броукен; III–III'– Западная часть РЗ Диамантина; IV–IV'– Центральная часть РЗ Диамантина; V–V'– Восточная часть РЗ Диамантина; VI–VI'– Северный склон северной провинции плато Кергелен; VII–VII'– Северо-Восточный склон северной провинции плато Кергелен; VIII–VIII'– Восточный склон южной провинции плато Кергелен. Обозначено: ПК – плато Кергелен; ХБ – хр. Броукен; ПН – плато Натуралист; КП котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ– банка Элан; БС – банка Скифа; ХВ – хр. Вильямс; ТО – трог Обь; ББ – банка Брюс.

30°

35°

40°

50°

559 -3750

м 2500 45°

1250 0

-1250

-2500

-5000 -6250 60° RUTHCENT

+pelet

ПК

БЭ

котловина Эндерби

TB

котловина Крозе

ю.ш.





60° 65° 70° 75° 80° 85° 90° 95° 100° 105° 110° 115° 120° в.д.

42

31

0



Рис. 2. Геофизические характеристики региона исследования. (а) – магнитное поле, (по [28]); (б) – гравитационные аномалии в свободном воздухе, (по [34]), (в) – гравитационные аномалии Буге, (по [18]); (г) – вертикальный гравитационный градиент, по [34]. Показан контур (штрих-линия белым) плато Кергелен, выделенный по батиметрическим данным, (по [24]).

разделяющего сейчас Индо-Австралийскую и Антарктическую плиты.

Современное плато Кергелен простирается от окраины Восточной Антарктиды в северо-западном направлении более чем на 2000 км, а по ширине изменяется от 500 до 1000 км. Плато возвышается над окружающим океаническим дном на 2–4 км (см. рис. 1, профили VI–VI', VII–VII', VIII–VIII'), местами выходит выше уровня моря в виде вулканических островов Кергелен, Макдональд и Хьорд.

С запада, севера и востока к плато Кергелен примыкают разновозрастные океанические котловины Эндерби, Крозе и Австрало-Антарктическая, а с юга плато отделяется от Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы (см. рис. 1).

В пределах вулканического плато Кергелен выделяются северная, центральная и южная провинции, а также провинция банки Элан [9, 16]. Северная и центральная провинции сложены утолщенной океанической корой, а южная провинция и провинция банки Элан подстилаются утоненной корой континентального типа [3, 7, 10, 17, 19]. Провинции проявляются на картах гравитационных аномалий в различных редукциях (см. рис. 2, б–г).

Плато Кергелен и хр. Броукен также отчетливо проявляются в аномальном магнитном поле в виде хаотичного распределения аномалий, контрастирующего с упорядоченной картиной линейных аномалий прилегающих котловин (см. рис. 2, а).

Хребет Броукен протягивается примерно на 1200 км в широтном направлении от южного окончания Восточно-Индийского хребта к югозападной части Австралии (см. рис. 1). Хребет достигает ширины 400 км. Гребень хребта находится на глубине ~1000 м. Крутой южный склон хребта возвышается над ложем океана на 3000–5000 м (см. рис. 1, профиль I–I'), северный склон – пологий. На юге хребет ограничен крутым 3000-метровым уступом – трогом Обь Рис. 3. Эволюция Юго-Восточного Индийского хребта (по данным [31], с дополнениями).

(а) – переход от рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой и продвижение спредингового хребта к западу; (б) – столкновение спредингового хребта с плато Кергелен; (в) – продвижение хребта дальше на запад и отделение хр. Броукен от плато Кергелен.

1 – сильно измененная океаническая кора под воздействием плюма Кергелен; 2 – континентальная кора; 3 – магматические структуры; 4 – сопряженные шовные зоны Диамантина-Лабуан; 5–6 – ось: 5 – спрединга, 6 – палеоспрединга

(см. рис. 1, профиль II–II'), переходящим далее на восток в разломную зону Диамантина.

В позднемеловое-раннепалеогеновое время плато Кергелен и хребет Броукен составляли единую крупную магматическую провинцию, которая формировалась под действием мантийного плюма Кергелен. Толщина коры плато Кергелен и хр. Броукен оценивается в 20–25 км, что значительно превышает толщину нормальной океанической коры (~7 км). Данная крупная магматическая провинция возвышается на 2–4 км над окружающими океаническими котловинами [22].

Целью статьи является детальное изучение особенностей формирования и эволюции Индо-Австрало-Антарктического сектора Индийского океана с использованием метода физического моделирования.

РАННИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Реконструкция Антарктиды и Австралии на начало океанического раскрытия между континентами в верхнем меловом периоде (83.5 млн лет) показывает, что первоначально спрединг начался в центральной части будущей океанической котловины [30] (рис. 3).

В раннем эоцене (~43 млн лет назад) произошло столкновение Юго-Восточного Индийского хребта с меловой вулканической провинцией, следствием чего стало ее разделение на две асимметричные части: плато Кергелен и хребет Броукен, расположенный в настоящее время к северо-востоку от Юго-Восточного Индийского хребта [17, 19] (табл. 1; см. рис. 3, а).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Экспериментальные исследования проводились в лаборатории физического моделирования геодинамических процессов Музея Землеведения МГУ (г. Москва, Россия) в соответствии с методиками, описанными в работах [1, 5, 22, 35]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023



жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига,

$$F = \tau_s / \rho g h = \text{const},$$
 (1)



Рис. 4. Экспериментальная установка (слева), подготовка модели в разрезе (справа). (а) – нагрев и расплав модельного вещества; (б) – поддержание температуры и создание модельной литосферы; (в) – запуск двигателя и начало растяжения.

Обозначено: 1 – ванна из текстолита; 2 – рамка с поршнем; 3 – электромеханический привод.

где τ_s — характерные надгидростатические напряжения; ρ , H — соответственно плотность и толщина литосферы; g — ускорение свободного падения [14]. Для его выполнения требуется, чтобы отношение надгидростатических напряжений в литосфере, вызывающих ее деформации, к гидростатическим напряжениям в плите, в природе и модели было одинаковым.

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода (рис. 4).

Равномерное температурное поле модельного вещества создается благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты (см. рис. 4).

Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косого растяжения модельной плиты. Изменение длительности ее охлаждения при подготовке обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [5].

NºNº	Этапы рифтогенеза	Характеристика
1	160 млн лет	Начало рифтогенеза на Австрало–Индо–Антарктической плите, (по [20, 36])
2	83.5—90 млн лет	Переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой → начало формирования Австрало- Антарктического (Юго-Восточного Индийского) хребта, (по [31])
3	67.7—56 млн лет	Продвижение рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта на запад и раскол древней океанической литосферы, (по [31])
4	55.9–47.9 млн лет	Ультрамедленный спрединг Юго-Восточного Индийского хребта → → формирование шовных зон Диамантина и Лабуан, (по [31])
5	43.8–40.1 млн лет	Столкновение Юго-Восточного Индийского хребта с плато Кергелен и разделение его на плато Кергелен и хребет Броукен и формирование трога Обь и хребта Вильямс, (по [17, 19, 40])
6	33 млн лет-настоящее время	Увеличение скорости спрединга Юго-Восточного Индийского хребта и формирование океанической коры между хр. Броукен и плато Кергелен, (по [31])

Таблица 1. Основные этапы развития Юго-Восточного Индийского хребта.



Рис. 5. Схемы и геометрические параметры серий №№ 1-3 экспериментов.

(а) – серия № 1 по формированию краевых плато Натуралист и Брюс и сопряженных шовных зон Диамантина-Лабуан; (б) – серия № 2 по расколу магматической провинции; (в) – серия № 3 (комбинированная), включающая стадии континентального рифтогенеза и океанического спрединга;

1–3 – литосфера: 1 – континентальная, 2 – древняя океаническая, 3 – растянутая, утоненная континентальная; 4 – зона влияния локального источника нагрева (ЛИН); 5 – направление растяжения; 6 – локальное охлаждение водой поверхности модели

При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры, при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории (см. рис. 4). Затем начинается процесс охлаждения расплавленного модельного вещества — образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (см. рис. 4).

После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (*H* в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости создания ослабленной или более прочной зоны часть плиты вырезалась или дополнительно охлаждалась.

В данном исследовании в ряде опытов использовался локальный источник нагрева (ЛИН), который на этапе подготовки экспериментов помещался в модельную астеносферу в нужной локации и включался в необходимый момент в процессе проведения эксперимента. ЛИН представляет собой устройство, позволяющее имитировать деятельность горячей точки путем локального повышения температуры и увеличения степени плавления модельного вещества.

В моделировании были проведены три экспериментальные серии (рис. 5).

 Формирование краевого плато Натуралист и банки Брюс при продвижении рифтовой зоны с континентальной коры в пределы океанической при наличии криволинейной границы континент—океан вследствие выступа (краевого плато) континентальной коры (см. рис. 5, а). При этом происходит формирование шовных зон Диамантина и Лабуан в результате раскола древней океанической литосферы и аккреции более молодой океанической коры на Юго-Восточном Индийском хребте в результате спрединга с переменными скоростями.

• Столкновение Юго-Восточного Индийского спредингового хребта с крупной магматической провинцией плато Кергелен и отделение от него хребта Броукен (см. рис. 5, б).

• Комбинированная серия, объединяющая раскол континентальной литосферы, раскол океанической литосферы и спрединг на новом спрединговом хребте, раскол крупной магматической провинции плато Кергелен на два блока: Кергелен и Броукен (см. рис. 5, в).

СЕРИИ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Серия № 1 — формирование краевого плато Натуралист и банки Брюс

Процесс формирования происходит при продвижении рифтовой трещины с континентальной коры в океаническую при наличии криволинейной границы континент—океан.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023



Рис. 6. Продвижение трещины с континента в древнюю океаническую литосферу. Эксперимент № 2133: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \times 10^{-5}$ м/с. Показано (арабские цифры): 1–6 – стадии эксперимента (вид сверху); 7 – структурная схема по результатам эксперимента.

1–3 – литосфера: 1 – континентальная; 2 – океаническая древняя, 3 – океаническая новообразованная; 4 – ослабленная зона растяжения в континентальной литосфере; 5 – зона эксгумации мантии; 6 – действующая ось спрединга; 7 – зоны поперечных смещений; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – направление растяжения

В этой серии экспериментов первоначально задавалась неровная граница между мощной континентальной (толщиной h_1) и более тонкой древней океанической литосферой (толщиной h_2) (см. рис. 5, а). Предположительно, именно благодаря неровности границы сформировались такие структуры, как плато Натуралист и банка Брюс на сопряженных окраинах Австралии и Антарктиды.

Далее в пределах континентальной литосферы задавалась ослабленная зона, которая соответствовала утоненной континентальной литосфере на этапе рифтинга. Ослабленная зона толщиной h_3 служила местом локализации хрупких деформаций в осевой зоне рифта. В итоге соотношение мощностей различных участков модели было следующее $-h_1 > h_2 > h_3$. Затем включался электродвигатель и начиналось растяжение с небольшими скоростями, соответствующее очень медленному спредингу. После аккреции первого крупного вала скорость увеличивалась. В итоге, после увеличения скорости, происходили перескоки оси спрединга, которые так же создавали асимметрию первых валов, разбивая их на части. После перескоков и формирования единой оси начиналась стационарная аккреция с формированием мало амплитудного рельефа.

Эксперимент № 2133. Детализация данного процесса приведена на фотографиях стадий эксперимента № 2133 (рис. 6, стадии 1–7):

 на стадии 1 первоначальная трещина зародилась в пределах утоненной континентальной литосферы, после чего начала развиваться в сторону древней океанической литосферы; – на стадии 2 трещина раскалывает модельную литосферу окончательно и вдоль нее начинает формироваться первый аккреционный вал;

— на стадии 3 была увеличена скорость растяжения с 2.15×10^{-5} м/с до 5×10^{-5} м/с;

 на стадии 4 (см. рис. 6, 4) видно, как после изменения скорости растяжения произошел ряд перескоков спрединговой оси и начал формироваться малоамплитудный рельеф модельной коры;

 – на стадии 5 продолжилось наращивание молодой коры – начало изменения рельефа;

 на стадии 6 – итог длительной аккреции, максимально приближенный к природной картине;

 – на стадии 7 в результате наращивания молодой коры образовались два краевых плато, сформировавшихся вследствие прохождения рифтовой трещины через искривленную границу континент—океан.

В процессе продвижения рифтовой трещины от континента в пределы древней океанической литосферы и последующий ультрамедленный спрединг привели к формированию сопряженных шовных зон Диамантина—Лабуан.

Серия № 2— раскол крупной вулканической провинции с разделением плато Кергелен и хребта Броукен

В серии № 2 экспериментов моделировалось формирование крупной магматической провинции Кергелен и последующий ее раскол в результате



Рис. 7. Взаимодействие спредингового хребта с крупной магматической провинцией и отделение магматического хребта.

Эксперимент № 2188: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с).

5

Показано (арабские цифры): 1–5 – стадии эксперимента (слева) и соответствующие стадиям структурные схемы (справа); 6 – структурная схема региона исследований.

Геологические структуры: ПК – плато Кергелен; ЮППК – Южная провинция плато Кергелен; ХБ – хр. Броукен; КП – котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ – банка Элан, КЭ – котловина Эндерби; ТПЭ – трог принцессы Елизаветы.

1–2 – литосфера: 1 – океаническая древняя, 2 – океаническая новообразованная; 3 – магматическая провинция; 4 – действующая ось спрединга; 5 – зоны поперечных смещений; 6 – границы между аккреционными валами; 7 – направление растяжения; 8 – горячая точка

столкновения со спрединговым хребтом. Термическая аномалия, связанная с активностью горячей точки, создавалась локальным источником нагрева (ЛИН), который приводил к повышенному плавлению модельного (в природе – астеносферного) вещества и излиянию расплава на поверхность модели, т.е. формированию магматической провинции (см. рис. 5, б).

Интенсивность термической аномалии и, следовательно, размеры магматической провинции в экспериментах можно варьировать. В процессе растяжения и продвижения рифтовой трещины спредингового хребта в пределы этой новообразованной провинции она разделялась на две части.

Эксперимент № 2188. При подготовке эксперимента в первоначальной модельной литосфере задавали разрез (центр зарождения трещины) (см. рис. 5, б). Далее включали ЛИН, имитирую-

щий горячую точку и формирующий магматическую провинцию (после ее формирования ЛИН выключали) (рис. 7, стадия 1).

Затем в модели началось растяжение. Трещины начали продвигаться из разреза в обе стороны, к боковой стенке установки и к магматической провинции. Когда трещина достигла области магматической провинции, навстречу ей, с другой стороны, начала развиваться другая трещина. Затем первая трещина расколола магматическую провинцию и соединилась со второй (см. рис. 7, стадия 2).

После этого был повторно включен ЛИН с меньшей интенсивностью нагрева (см. рис. 7, стадия 3).

Повторное включение ЛИН имитирует периодичность активности плюма Кергелен. Нагрев изменил в модели геометрию рифтовой трещины

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

АГРАНОВ и др.



и после выключения ЛИН от магматической провинции откололся узкий вытянутый фрагмент, который в природе соответствует хребту Броукен (см. рис. 7, стадия 4).

Далее в модели вдоль единой оси спрединга формировалась новая океаническая кора, разделяющая хр. Броукен и плато Кергелен. Амплитуда формирующегося рельефа и его размах при этом уменьшились аналогично изменению рельефа при увеличении скорости растяжения (см. рис. 7, стадии 4, 5).

Этот эксперимент демонстрирует сложность длительного взаимодействия срединно-океанического хребта с крупной магматической провинцией и эволюцию подобного процесса на примере Юго-Восточного Индийского хребта и плато Кергелен при периодической плюмовой активности.

Серия № 3 – комбинированная

Эксперимент № 2210. В этой серии задавалась как ослабленная зона и изогнутая граница континент—океан, так и горячая точка (см. рис. 5, в). Изучалось зарождение и развитие рифтовых тещин в процессе раскола континентальной и океанической литосферы, а также магматической провинции (рис. 8).

Ослабленная зона необходима для локализации зоны растяжения. Она соответствует зоне сильного утонения континентальной литосферы. Перед началом растяжения включался локальный источник нагрева, имитирующий горячую точку. Затем начиналось растяжение модели (см. рис. 8).

Рис. 8. Модель развития рифтовой трещины в процессе ее продвижения с континента в пределы древней океанической литосферы при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции.

Эксперимент № 2210: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \times 10^{-5}$ м/с. Геологические структуры: ПК – плато Кергелен; ЮППК – Южная провинция плато Кергелен; ХБ – хребет Броукен; КП – котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ – банка Элан; КЭ – котловина Эндерби; ТПЭ – трог принцессы Елизаветы.

Показано (арабские цифры): 1–6 – стадии эксперимента; 7–8 – структурные схемы: 7 – по результатам эксперимента, 8 – по геолого-геофизическим данным. *1–3* – литосфера: *1* – континентальная, 2 – океаническая древняя, 3 – океаническая новообразованная; 4 – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; 5–8 – зона: 5 – интенсивного влияния горячей точки при аккреции, 6 – излияния горячей точки, 7 – действия горячей точки, 8 – эксгумации мантии; 9 – действующая ось спрединга; *10* – зоны поперечных смещений; *11* – границы между аккреционными валами; *12* – направление растяжения

На стадии 1 показано, как трещина зародилась в пределах ослабленной зоны, и, продвигаясь, преодолела модельную искривленную границу континент—океан, достигла магматической провинции и прошла через нее (см. рис. 8, стадия 1). Эти процессы возникли сразу после первоначального разрушения модельной литосферы и образования рифтовой трещины.

На стадии 2 образовалась единая ось растяжения, в том числе в пределах магматической провинции (см. рис. 8, стадия 2). Вдоль нее началось наращивание модельной литосферы. Так же была увеличена скорость растяжения, которая соответствовала этапу более быстрого спрединга.

Между стадиями 2 и 3 была повторно включена горячая точка, с меньшей интенсивностью нагрева, чем в начале эксперимента (см. рис. 8, стадии 2, 3).

На стадии 4 в области действия горячей точки сформировалась ось спрединга (см. рис. 8, стадия 4).

При сравнении стадии 4 со стадией 2 наблюдается, как горячая точка создает неоднородность в литосфере, притягивая к себе рифтовую зону и изменяя геометрию спрединговой оси. Показано, что аккреционные валы в пределах действия ЛИН меньше по сравнению с валами, образующимися в условиях стационарного спрединга вдали от горячей точки. Это связано с уменьшением толщины и прочности литосферы в окрестности функционирования горячей точки.

На стадии 5 в модели произошло полное отделение хребта Броукен от плато Кергелен (см. рис. 8, стадия 5). Переход от модельных поднятий Кергелен и Броукен к новообразованной океанической коре фиксируется грубым расчлененным рельефом, аналогом которого в природе являются хребет Вильямс (см. рис. 1, профили VII–VII', VIII–VIII') и трог Обь (рис. 1, профили I–I', II–II'), соответственно. Рельеф новообразованной коры на Юго-Восточного Индийского хребта характеризуется слабой изрезанностью (см. рис. 8, стадии 6, 8).

На стадии 6 показано, что ось спрединга постепенно стремится выпрямиться, а трансформные разломы изменяют свою длину вследствие разнонаправленных локальных перескоков спрединговой оси.

Результаты проведенного физического моделирования показывают хорошее соответствие со структурной схемой, построенной по геологогеофизическим данным, и с этапами формирования исследуемых структур (см. рис. 6, см. рис. 7, см. рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурный план и распределение аномальных геофизических полей Австрало-Антарктического сектора Индийского океана отражает сложную картину строения дна и эволюции литосферы. В результате проведенного нами физического моделирования получена непротиворечивая модель формирования основных структур региона исследования. Разработанная физическая модель эволюции структур Юго-Восточного сектора Индийского океана отражает несколько стадий развития структур региона, которые запечатлены в современном морфоструктурном плане.

• 1-ая стадия включает длительное гипер-растяжение и раскол единого Австрало—Антарктического блока континентальной литосферы и продвижение рифтовой трещины на запад в направлении к океану. Данная модель развития рифтовой зоны подтверждается результатами современных исследований магнитных линейных аномалий [38] и проведенной нами серии экспериментов, в рамках которой трещина зарождалась на континенте и продвигалась в сторону океана.

• 2-ая стадия определяется влиянием горячей точки, приведшему к формированию крупной магматической провинции, в которую входят плато Кергелен и хребет Броукен. В экспериментальной модели в качестве горячей точки использовался локальный источник нагрева, позволяющий варьировать температуру и степень плавления астеносферного вещества.

• 3-я стадия определяется продвижением рифтовой зоны в сторону древней океанической литосферы, образованной при отделении Индии от Австрало—Антарктического континента. Как показало проведенное моделирование, в условиях границы континент—океан это могло привести к формированию сопряженных краевых структур плато Натуралист и банки Брюс.

• 4-ая стадия характеризуется рифтогенным разрушением древней океанической литосферы и формированием нового Юго-Восточного Индийского срединно-океанического хребта с ультрамедленными скоростями спрединга. Место заложения этого хребта фиксируется в резко расчлененном рельефе и сложной системе поднятий и впадин, характеризующих разломные зоны Диамантина и Лабуан, а время начала спрединга запечатлено в картине линейных магнитных аномалий.

• 5-ая стадия эволюции определяется пересечением спредингового хребта с крупной магматической провинцией, в результате чего она была разделена на две части, представленные структурами плато Кергелен и хребта Броукен. Граница раскола плато Кергелен фиксируются трогом Обь, ограничивающим с юга хребет Броукен и сопряженной ему системой морфоструктур Вильямс-Лабуан на северо-восточной окраине плато Кергелен. • 6-ая стадия эволюции связана с аккрецией коры на Юго-Восточном Индийском хребте и удалении друг от друга фрагментов, единой магматической провинции.

Объединение результатов моделирования и условий формирования отдельных структур в рамках единой эволюционной картины позволило получить общую экспериментальную модель формирования основных структур региона исследования, соответствующую имеющимся геолого-геофизическим данным.

выводы

На основании геолого-геофизических данных авторами разработана модель эволюции Индо-Австрало-Антарктического сектора Индийского океана, в которой формирование региона исследования разделено на основные структуры и проведено физическое моделирование процесса их образования.

1. Для выделенных структур были определены основные факторы, необходимые для их формирования:

 – сопряженные структуры Диамантина–Лабуан сформировались в результате перерыва в процессе растяжения;

 сопряженные плато Натуралист и Брюс отражают первоначальную неровность границы континент—океан;

 взаимодействие развивающегося срединноокеанического хребта с магматической провинцией отделяет хребет Броукен от плато Кергелен.

2. Проведенное физическое моделирование процесса формирования структур основано на структурообразующих факторах. На выделенных стадиях показаны этапы эволюции исследуемого региона. Комплексное изучение раскрытия и эволюции Юго-Восточного сектора Индийского океана объединило проведенные эксперименты и показало хорошее соответствие предлагаемой модели эволюции региона.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента д.г.-м.н. А.А. Пейеве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимного рецензента за конструктивные замечания и редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2022. № 5. С. 19–27.
- 2. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Вулканизм плато Кергелен (Индийский океан): состав, эволюция,

источники // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 425–448.

- 3. *Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П.* Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийско- го океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 15–35.
- 4. *Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б.* Анализ гравитационного и магнитного полей и данных сейсмотомографии Юго-Западного сектора Индийского океана // Геофизика. 2011. № 4. С. 44–56
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.
- Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Лейченков Г.Л., Максимова А.А. Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 3. С. 12–24.
- 8. Илларионов В.К., Бойко А.Н., Борисова А.Ю., Ильинский Д.А. Природа плато Кергелен и его место в структурном плане южного сектора Индийского океана // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 3. С. 91–117.
- 9. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
- Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
- 11. Пущаровский Ю.М. Сравнительная тектоника глубоководных впадин Атлантического, Тихого и Индийского океанов // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 90–93.
- Пущаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. № 5. С. 23–37.
- Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) – результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. № 12. С. 1079– 1098.
- 14. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.

- 15. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А.А., Кашинцев Г.Л. Австрало-Антарктический сегмент Гондваны // Океанология. 2012. Т. 52. № 3. С. 449–461.
- Anahita A. Tikku, Steven C. Cande. On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. No.180. P. 117–132.
- Bénard F., Callot J.-P., Vially R., Schmitz J., Roest W.R., Patriat M., Loubrieu B. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marin. Petrol. Geol. 2010. Vol. 27. No. 3. P. 33–49.
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World Gravity Map. – (Commission for the Geological Map of the World – BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris. France. 2012).
- Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M., Symonds P.A. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // Geosci. Australia Rec. 2002. No. 5. PP. 177.
- Bradshaw B.E., Ryan D.J., Nicholson C.J., O'Leary R.P.D., Boreham C.J., Hardy B.B., Howe R.W., Kroh F., Mitchell C., Monteil E. Geology and petroleum potential of the Bremer Sub-basin // Geosci. Australia. 2005. P. 118.
- Dubinin E.P., Grokholsky A.L. Specific features of structure formation during the development of the lithosphere of the Gulf of Aden (physical modeling) // Geodynam. Tectonophys. 2020. Vol. 11. No. 3. P. 522– 547.

https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0489

- Frey F.A., Weis D., Yang H.-J., Nicolaysen K., Leyrit H., Giret A. Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: Evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // Chem. Geol. 2000. No. 164. P. 61–80.
- Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Int. 2007. No. 170. P. 151–169.
- 24. GEBCO_08 grid. ver. 20090202, http://www.gebco.net.
- Halpin J.A., Crawford A.J., Direen N.G., Coffin M.F., Forbes C.J., Borissova I. Naturaliste Plateau, offshore Western Australia: A submarine window into Gondwana assembly and breakup Jacqueline // Geology. 2008. Vol. 36. No. 10. P. 807–810.
- Halpin J.A., Daczko N.R., Direen N.G., Mulder J.A., Murphy R.C., Ishihara T. Provenance of rifted continental crust at the nexus of East Gondwana breakup // Lithos. 2020. Vol. 354–355.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J. Childers V., Dostaler F., Fairhead J., Finn C., von Frese R., Gaina C., Golynsky A., Kucks R., Luehr H., Milligan P., Mogren S. Müller D., Olesen O., Pilkington M., Tontini C. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. Vol. 10. No. 8. P. 1–12.
- 28. *Meyer B., Saltus R., Chulliat A.* EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). –

Vers. 3. – NOAA National Centers for Environmental Information. 2017. https://doi.org/10.7289/V5H70CVX.

- Mayer L.A., Theyer F., Barron J.A., Dunn D.A., Handyside T., Hills S., Jarvis I., Nagrini C.A., Pisias N.G., Pujos A., Saito T., Stout P., Thomas E., Weinreich N., Wilkens R.H. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – U.S. Government Printing Office. 1985. Vol. 85. P. 1–1021.
- Munschy M., Dyment J., Boulanger M.O., Boulanger D., Tissot J.D., Schlich R., Rotstein Y., Coffin M.F. Breakup and seafloor spreading between the Kerguelen plateau-Labuan basin and the Broken ridge – Diamantina zone.– Proceedings of the Ocean Drilling Program // Sci. Results. 1992. No. 120. P. 931–944.
- Müller R.D., Gaina C., Clark S. Seafloor spreading around Australia. – In: Billion-Year Earth History of Australia and Neighbours in Gondwanaland (2000) – BYEHA – Ed.by J. Veevers, (School of Geosci. Building F05, Univ. of Sydney NSW. 2006). PP. 23.
- 32. Picard K., Brooke B.P., Harris P.T., Siwabessy P.J.W., Coffin M.F., Tran M., Spinoccia M., Weales J., Macmillan-Lawler M., Sullivan J. Malaysia Airlines flight MH370 search data reveal geomorphology and seafloor processes in the remote southeast Indian Ocean // Marin. Geol. 2018. No. 395. P. 301–319.
- Rotstein Y., Munschy M., Schlich R., Hill P.J. Structure and early history of the Labuan Basin, southern Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1991. No. 96. P. 3887–3904.
- Sandwell D., Müller D., Smith W., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. No. 346. P. 65–67.
- Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.
- 36. Sinha S.T., Nemčok M., Choudhuri M., Sinha N., Rao D.P. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: The East India–Elan Bank case study // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2016. Vol. 431. P. 1–53.
- Stagg H.M.J., Colwel J.B., Direen N.G., O'Brien P.E., Bernardel G., Borissova I., Brown B.J., Ishirara T. Geology of the continental margin of Enderby and Mac. Robertson Lands, East Antarctica: Insights from a regional data set // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 170. P. 151–169.
- Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // AGU Bull. 2013. Vol. 14. No. 20.
- Whittaker J.M., Williams S.E., Halpin J.A., Wild T.J., Stilwell J.D., Jourdan F., Daczko N.R. Eastern Indian Ocean microcontinent formation driven by plate motion changes // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. No. 454. P. 203–212.
- Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14. P. 1–14.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

Structure Formation of the Southeast Indian Ridge at the Early Stages of Development: Physical Modeling

G. D. Agranov^{a, c, *}, E. P. Dubinin^b, A. L. Grokholsky^b, G. L. Leichenkov^{d, e}

^aLomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991 Moscow, Russia ^bLomonosov Moscow State University, Museum of Geography, 119991 Moscow, Russia

^cGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia

^dI.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), 190121 St. Petersburg, Russia

> ^eSt. Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, 199034 St. Petersburg, Russia *e-mail: Agranovgr@gmail.com

The authors of the article studied the features of the structure formation of the earth's crust in the early period of the formation of the Southeast Indian Ridge, associated with the separation of Australia from Antarctica and the advancement of the rift zone to the west within the ancient oceanic lithosphere towards the large magmatic province of Kerguelen, formed by the activity of the plume of the same name. The separation of Australia and Antarctica covered a long period of continental rifting ($\sim 160-80$ Ma), which then turned into ultra-slow spreading (\sim 80–45 Ma), then into slow spreading (\sim 45–40 Ma) and then into stationary spreading at average rates (after 40 Ma). The advance of the rift zone towards the ancient oceanic lithosphere gave way to the accretion of young oceanic crust on the emerging Southeast Indian spreading ridge. The early stages of development of the young spreading ridge are captured in the modern structural plan of the study region. The advance of the rift zone from the continent into the boundaries of the ancient oceanic lithosphere led to the formation of the Naturalist Plateau and the Bruce Bank near the Antarctic margin. The split of the ancient oceanic lithosphere and the formation of a young crust on the Southeast Indian Ridge led to the formation of conjugated Diamantina and Labuan suture zones, fixing the position of the initial rift split. The transition from ultraslow spreading at the initial stage of oceanic crust formation to stationary spreading with medium velocities is clearly recorded in the change in the irregularity of the accretionary relief. The Southeast Indian Spreading Range westward collided with a large igneous province during the formation of the Kerguelen Plateau and separated the Broken Range from the plateau. The authors carried out physical modeling of the conditions for the occurrence of rifting and spreading processes, as well as structure formation in the region of the Southeast Indian Ridge.

Keywords: geology, tectonics, igneous province, hotspot, Southeast Indian Ridge, Kerguelen Plateau, Broken Ridge, Indian Ocean evolution, physical modeling

УДК 551.243.4:553.98

СТРУКТУРНЫЕ СТИЛИ НАДВИГОВЫХ ЗОН КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

© 2023 г. К. О. Соборнов*

ООО Северо-Уральская нефтегазовая компания, д. 6, Фурманный пер., 105000 Москва, Россия *e-mail: Ksoborbov@yandex.ru Поступила в редакцию 09.02.2023 г. После доработки 07.04.2023 г.

Принята к публикации 16.04.2023 г.

В статье приведена интерпретация геофизических данных, характеризующих строение зоны предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя, которая показывает многообразие структурных стилей деформаций региона исследования. Рассмотрены следующие структурные стили деформаций надвиговые зоны классического стиля, представляющие собой чешуйчатые системы надвиговых пластин, последовательно перекрывающие друг друга и прилегающую часть краевого прогиба (i); области распространения клиновидных аллохтонов, сложенные дуплексными тектоническими пластинами, не имеющими отражения в приповерхностных слоях (ii); зоны инверсии, где сбросы связанные с уральским рифтингом, трансформированы в надвиги (iii); районы, строение которых определяется деформациями соляных диапиров и экструзией соли (iv); зоны, тектонического утолщения докембрийских комплексов, перекрытых палеозойским чехлом (v). Интерпретация исторических и новых данных о строении складчатых поясов позволяет существенно уточнить представления о строении и развитии районов таких, как зоны клиновидных вдвигов, области развития дислоцированных соляных диапиров и районы, где происходили реактивация и тектоническое утолщение докембрийских комплексов за счет реактивации разломов древнего заложения. Новые сейсмические данные позволяют уточнить амплитуду складчато-надвиговых дислокаций и время фаз деформаций. Они впервые показали наличие зон развития эмбриональных надвигов.

Ключевые слова: Урал, Предуральский прогиб, Пай-Хой, складчато-надвиговый пояс, структурная расслоенность, соляные диапиры, структурная инверсия, сейсморазведка **DOI:** 10.31857/S0016853X23030086, **EDN:** XMZCEF

введение

Изучение геологии Урала и Предуралья имеет длительную историю. Во многом это связано с проведением геолого-разведочных работ на нефть и газ. Эти работы последовали за открытием нефтяной залежи в Пермском Предуралье в 1929 г. В течение последующих десятилетий поиски нефти и газа охватили обширные районы складчатых предгорий Урала и Пай-Хоя, а также прилегающих районов Волго-Уральского и Тимано-Печорского бассейнов. В результате этих работ накоплен большой объем геолого-геофизических данных, которые позволяют охарактеризовать различные аспекты геологии этих регионов, включая структурные стили складчато-надвиговых деформаций [1–6, 9–17, 23–26, 29, 34, 35, 43, 46, 55].

Особую ценность для изучения строения этих регионов представляют сейсмические данные, полученные с применением новых методов полевых работ и обработки данных. Они дают много новой геологической информации, характеризующей глубинное строение рассматриваемых регионов. Интерпретация данных позволяет оценить амплитуду складчато-надвиговых деформаций, определить последовательность их развития, выделить структурные стили деформаций.

В данной статье проведено уточнение строения зон клиновидных структур, определение области развития дислоцированных соляных диапиров и районов с тектоническим утолщением докембрийских комплексов, которые сформировались в результате реактивации разломов древнего заложения. Эти данные дополняют представления о строении складчато-надвиговых зон краевых прогибов Урала и Пай-Хоя. Они могут позволить по-новому определить приоритеты геолого-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых, включая нефть и газ.

Целью статьи является рассмотрение элементов строения надвиговых зон краевых прогибов Урала и Пай-Хоя, которые выделены на основе интерпретации современных геолого-геофизиче-



ских данных с использованием мирового опыта изучения районов аналогичного строения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Регион исследования расположен в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Печорской плиты со складчатыми сооружениями Урала и Пай-Хоя (рис. 1).

Урал представляет собой дивергентный складчато-надвиговый пояс, образование которого связано с континентальной коллизией в конце палеозоя. Складчато-надвиговый пояс Урала разделяется на континентальный и океанический секторы. Континентальный сектор представляет собой дислоцированную окраину Восточно-Европейской платформы со спаявшейся с ней в позднем докембрии Печорской плитой [6, 16, 24, 35]. Породы континентального сектора образуют протяженный надвиговый пояс, перекрывающий восточный край платформы [9, 10, 16, 24]. В составе аллохтонных комплексов участвуют как осадочные толщи, так и породы фундамента. Они объединяются в Западно-Уральскую зону, которая на западе граничит с цепочкой впадин Предуральского краевого прогиба, которые заполнены преимущественно пермскими синорогенными осадочными породами, перекрывающими отложения континентальной окраины.

Расположенный восточнее океанический сектор объединяет систему островных дуг и формирует Магнитогорско-Тагильскую зону, а также коллаж микроконтинентов и экзотических террейнов, который входит в Восточно-Уральскую зону. Океанический сектор Урала включает поро-

Рис. 1. Схема основных структурных элементов Урала и Пай-Хоя с прилегающими бассейнами (по данным [13, 16, 28, 51], с изменениями и дополнениями). Структурные элементы: ГЧ – гряда Чернышева; ЛА –

Структурные элементы: ГЧ – гряда Чернышева; ЛА – Лемвинский аллохтон; ПКА – Печоро-Колвинский авлакоген; ПК – поднятие Каратау; БА – Башкирский антиклинорий; КА – Кракинский аллохтон; ПУ – Поднятие Уралтау; СА – Сакмарский аллохтон; Впадины краевого прогиба Урала и Пай-Хоя (цифры в кружках): 1 – Коротаихинская; 2 – Косью-Роговская; 3 – Большесынинская; 4 – Верхнепечорская; 5 – Соликамская; 6 – Юрюзано-Сылвенская; 7 – Бельско-Мраковская.

^{1 –} юрско-кайнозойский чехол Зауралья; 2 – триас-кайнозойский чехол Восточно-Европейской платформы и Прикаспия; 3 – пермские отложения Предуралья; 4 – Предуральские краевые прогибы; 5-6 – отложения: 5 – палеозойские (континентальной окраины), 6 – докембрийские; 7 – палеозойские океанические породы; 8 – коллаж островных дуг и микроконтинентов, гранитные батолиты; 9 – Главный Уральский разлом; 10 – сдвиги с указанием направления перемещения

ды различной степени метаморфизации и пронизан многочисленными интрузиями.

Границей континентального и океанического секторов Урала является Главный Уральский разлом (ГУР). На коллизионном этапе этот разлом представляет собой протяженный надвиг. На поздней стадии своего развития он локально был реактивирован как сброс, что, возможно, обусловлено отрывом субдуцированной литосферы [46].

В ряде районов Урала породы океанического происхождения залегают к западу от Главного Уральского разлома. Они образуют останцы аллохтонных пластин, шарьированных на континентальную окраину. К таким структурам относятся Лемвинский, Кракинский и Сакмарский аллохтоны [6, 16, 26].

Коллизия литосферных плит вызвала обширные деформации структур океанического сектора Урала и прилегающей континентальной окраины. Сжатие сопровождалось крупными сдвиговыми деформациями. Вероятно, что наибольшим распространением обладают продольные и косые левосторонние сдвиги. Они выделяются в пределах Урала и Предуралья. В частности, значительную сдвиговую компоненту имеет Печоро-Колвинский авлакоген, секущий Печорскую плиту. Структурный анализ деформаций выявил сдвиговую природу многих разломов по данным распределения фациальных зон и палеомагнитным данным [6, 7, 14].

Урал и Предуралье развивались на протяжении двух полных циклов формирования бассейнов континентальной окраины, которые завершались континентальными коллизиями.

Первый цикл начался в рифее и завершился в венде. В рифее в Мезенском и Волго-Уральском бассейнах накопились многокилометровые осадочные толщи континентальной окраины [2, 16, 17, 21]. Первый цикл завершился образованием протяженного складчатого пояса, который был эродирован в венде. Позднедокембрийская тиманская складчатости включала причленение Печорской плиты к Европейской платформе с образованием Тиманского кряжа.

Второй цикл — Уральский — начался в позднем кембрии—раннем ордовике с образованием Уральского палеоокеана [6, 16, 24]. Океанический рифтинг привел к образованию нового палеозойского бассейна континентальной окраины. Его последующее развитие определялось термическим погружением литосферы и взаимодействием континентальной окраины с островными дугами и микроконтинентами.

На Южном и Центральном Урале океаническая кора была субдуцирована в среднем карбоне [6, 16]. На Северном Урале этот процесс, вероятно, завершился в перми, что согласуется палеомагтитными данными [7, 8].

За этим последовала континентальная коллизия, которая достигла кульминации в поздней перми. В триасе Уральское складчатое сооружение пережило растяжение, что привело к зарождению в его внутренней части Западносибирского бассейна [6, 24].

В конце триасового периода на севере Предуралья произошла пайхойская складчатость, которая, вероятно, явилась результатом столкновения Южнокарской плиты с окраиной Печорской плиты [56]. В зоне коллизии этих плит возникло складчатое сооружение Пай-Хоя. В бортовых частях Южнокарской плиты в это время происходили сдвиговые деформации. Они выделяются вдоль Новой Земли и в северной части Западносибирского бассейна. Приведена схематическая реконструкция взаимодействующих литосферных плит в позднем триасе (рис. 2).

Современным аналогом этой плитотектонической конфигурации является перемещение Анатолийской плиты на юго-запад из зоны столкновения Евразии и Аравийской плит [27].

Наложение пайхойских деформаций на уральские структуры создало ортогональный излом складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы с прилегающим складчатым сооружением Пай-Хоя. Последующие юрско—кайнозойские деформации в Уральском регионе явились следствием тектонических событий на периферии Евразии и проявлений плюмового магматизма [16, 51].

Строение складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в зоне сочленения Урала и Пай-Хоя показывает ярко выраженную структурную сегментированность Восточно-Европейской платформы, которая проявляется в изменениях структурных стилей деформаций и ширине зоны распространения складчатости. Серия схематических геологических разрезов показывает различия структурных стилей (рис. 3).

Разрезы составлены на основе интерпретации мультдисциплинарных геолого-геофизических данных [1–6, 9–17, 23–26, 34, 35]. Для корректного отображения структурных различий рассматриваемых частей складчато-надвиговых зон профили составлены в равных вертикальных и горизонтальных масштабах.

Сопоставление структурных стилей складчато-надвиговых зон региона исследования показывает большие различия между складчатыми предгорьями в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов. Сравнение наблю-



Рис. 2. Геодинамическая схема Северной Евразии для позднего триаса (по [62], с дополнениями). Показаны складчато-надвиговые деформации на севере Предуралья, вызванные перемещениями Южнокарской плиты, их зоны конвергенции Сибирской платформы и Северокарской плиты.

1-5 – кора: 1 – архейско-раннепротерозойская, 2 – позднепротерозойская, 3 – затронутая каледонской складчатостью, 4 – позднепалеозойская, 5 – океаническая; 6 – складчатые пояса; 7 – направление надвиговых перемещений; 8 – вектор перемещения плиты; 9–10 – зоны: 9 – транспрессии, 10 – реактивации складчатости

даемых различий показывает, что они определяются совокупностью факторов, основными из которых являются:

 реологическая неоднородность осадочного чехла и фундамента, выражающаяся в чередовании пластичных и компетентных интервалов разреза, которые различным образом реагируют на тектонический стресс;

 – геодинамические условия структурного развития, которые определяли морфологию деформаций.

В пределах складчатого борта Тимано-Печорского бассейна осадочный чехол образован мощной толщей ордовикско-пермских отложений. В северо-восточной части бассейна широко распространены соли верхнего ордовика, которые оказали существенное влияние на структурный стиль складчато-надвиговых деформаций [3, 18, 19]. Кристаллический фундамент в районе Тимано-Печорского бассейна представлен докембрийскими метаморфическими породами Печорской плиты [16, 24, 26]. В центральном и южном сегментах Предуралья палеозойский осадочный чехол на бо́льшей части территории лишен нижних горизонтов и начинается только со среднедевонских отложений. Здесь к осадочному чехлу относится мощная толща рифей—вендских отложений, а фундамент образован архей—нижнепротерозойскими породами Восточно-Европейской платформы [2, 16, 24].

Диахронность тектонических событий в пределах Уральской континентальной окраины, обусловленная косым характером коллизии с островными дугами и континентальными террейнами, а



ГЕОТЕКТОНИКА

Nº 3

2023

АR-PR₁ – архей-нижний протерозой; Rf – рифей; V – венл; O₁₋₂ – нижний-средний ордовик; O₃ – верхний ордовик; Pz₁ – нижний палеозой; S-P₁ – силур-нижняя пермь; D-P₁ – девон-нижняя пермь; D-P₁ – девон-нижня (а) — геологическая карта региона исследования (цветовая гамма соответствует Международной стратиграфической шкале); (б) — схематические разрезы склад-Рис. 3. Серия схематических геологических разрезов, иллюстрирующих вариации структурных стиле деформаций складчато-надвиговых зон Урала и Пай-Хоя. чаго-надвиговых зон Приуралья. Обозначены основные стратиграфические последовательности востока Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов: *I* – разлом

также вращательные движения взаимодействующих плит, способствовали изменениям в величине, последовательности и структурном стиле деформаций в зоне предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя [6, 7, 16, 26]. Дополнительным элементом, определяющим своеобразие структурных стилей деформаций на северо-востоке Тимано-Печорского бассейна, явилась пайхойская складчатость [23, 31, 62].

Максимальное распространение складчатонадвиговых деформаций отмечается в северной части Предуралья в Косью-Роговской впадине и прилегающих складчатых зонах Приполярного Урала и гряды Чернышева (см. рис. 3). Вероятно, этому способствовало наличие в осадочном чехле солей, по которым произошло расслоение осадочного чехла, а также преимущественное северо-восточное (в современных координатах) перемещение коллажа островных дуги микроконтинентов вдоль окраины Восточно-Европейской платформы, что привело к сосредоточению сжатия в этом районе [6, 15, 24, 55].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным примененным автором методом исследования строения зон предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя являлась интерпретация сейсмических данных, в которые входили региональные сейсмические профили и съемки 3D (см. рис. 3).

Эти данные с наибольшей полнотой характеризуют строение зон сложного геологического строения. Значительная часть использованных региональных сейсмических данных была получена в рамках государственных заказов компаниями ПАО "ГЕОТЕК Сейсморазведка" (г. Оренбург, Россия), ОАО "Башнефтегеофизика" (г. Уфа, Республика Башкортостан, Россия), ОАО "Баженовская геофизическая экспедиция" (г. Заречный, Свердловская обл., Россия), АО "Севморгеофизика" ((СМНГ), г. Мурманск, Россия) и другими организациями. Кроме этого были использована данные 3D, полученные ОАО "Башнефтегеофизика", ООО "Северо-Уральской нефтегазовая компания" (г. Ухта, Россия) [2–5, 22, 26, 27, 49].

Часть сейсмических данных была переобработана с использованием современного программного обеспечения для повышения геологической информативности. Помимо сейсморазведки для исследования складчатых зон рассматриваемого региона использовались профили магнитотеллурического зондирования (МТЗ), выполненные ООО "Северо-Запад" (г. Москва, Россия) по заказу ООО "Северо-Уральская нефтегазовая компания" (г. Ухта, Россия). Основным методом интерпретации данных являлось выделение сейсмических последовательностей в осадочном чехле и анализ их взаимоотношений. С этой целью проводилась фазовая корреляция и анализ несогласий. Для пород фундамента, как правило, лишенных выраженной сейсмической слоистости, выделялись зоны группирования высокоамплитудных отражений [21, 43]. Конфигурация этих отражений позволяла выявлять зоны вероятных нарушений.

В условиях неопределенности для составления предпочтительной геологической модели рассматривались данные сейсмических профилей, расположенных в прилегающих районах. При наличии скважин, сейсмические данные увязывались с результатами бурения. Кроме этого, использовались геологические карты, палеофациальные схемы и материалы изучения потенциальных геофизических полей [1, 13, 17]. Данные о метаморфизме пород позволяли оценить величину их эксгумации, что учитывалось при структурных построениях [1-10, 16, 22, 28, 29, 34, 43, 46]. Кроме этого, широко использовались данные изучения складчатых поясов сходного строения и моделирования деформаций в складчатых поясах [27, 44, 48, 50, 52, 53, 57-61].

Наша интерпретация касается как особенностей строения различных частей складчато-надвиговой структуре зон предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя, так и сейсмического выражения деформаций, которые могут наблюдаться в разных зонах.

ВЕЛИЧИНА НАДВИГОВЫХ ПЕРЕКРЫТИЙ

Сейсмические данные позволяют дать оценку величине надвиговых перекрытий в пределах складчато-надвигового пояса Урала. Автором приведен интерпретированный сейсмический разрез зоны сочленения Юрюзано-Сылвенской впадины и Среднего Урала (рис. 5).

Он демонстрирует классический тонкочешуйчатый стиль надвиговых деформаций. В пределах складчатого борта этой впадины и в Западно-Уральской зоне выделяется система тектонических пластин, образованная палеозойскими отложениями уральской континентальной окраины, надвинутыми на Восточно-Европейскую платформу. К фронтальным частям надвиговых пластин приурочены высокоамплитудные антиклинальные складки. Они сформированы девонско-нижнепермскими отложениями. Восточнее появляются дислоцированные нижнепалеозойские отложения, которые отсутствуют в его внешней зоне. В этой части надвигового пояса толщина тектонических пластин увеличивается, при



Рис. 4. Геологическая карта Урала и прилегающих бассейнов (с использованием данных [62]). Показано положение разрезов.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

СОБОРНОВ



Рис. 5. Интерпретированный фрагмент Шалинского сейсмического профиля, пересекающего зону сочленения Юрюзано-Сылвенской впадины и складчато-надвиговых зон Среднего Урала. Положение разреза – см. рис. 4. *1* – разлом

этом возрастает их дислоцированность. В восточной части профиля прослеживается надвиговое сочленение осадочного чехла и Кваркушского антиклинория, образованного метаморфическими породами докембрия.

В передовой части надвигового пояса по данным сейсмической интерпретации выделяется вдвиговая структура. Она образована надвигами встречного падения, которые сливаются перед ее фронтом. Взаимосвязанные надвиги ограничивают пластину, сформированную верхнедевонско—нижнепермскими карбонатными отложениями. Эта пластина расщепляет разрез краевого прогиба в основании преимущественно глинистых артинских отложений.

Представленный разрез показывает, что в этом районе Предуралья Восточно-Европейская платформа продолжается не менее чем на 40 км под покровом аллохтонных тектонических пластин. Величина совокупного поперечного сокращения протяженности слоев осадочного чехла и фундамента окраины платформы в данном районе может достигать 100 км. Оценка величины сокращения протяженности слоев в пределах Полярного Урала и Пай-Хоя дает большие значения – до 300– 350 км. Эти величины получены на основе структурных реконструкций и палеомагнитных исследований [7, 8].

СТРУКТУРНЫЕ СТИЛИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Новые сейсмические данные позволяют детализировать структурные построения и охарактеризовать структурные стили деформаций. Особенно представительны в этом отношении данные по северо-востоку Тимано-Печорского бассейна. Приведен сейсмический профиль, отражающий структурный стиль деформаций, который характерен для ряда районов северного Предуралья (рис. 6).

Аналогичные структуры выделяются также в пределах зоны сочленения Урала со Мраковской впадиной и Прикаспийским бассейном на юге Предуралья. Специфической чертой строения этих районов является тектоническая расслоенность чехла и дуплексная складчатость, создающие дисгармоничную многоярусную клиновидную структуру.

Крупный дуплексный клин расщепляет осадочный чехол краевого прогиба на уровне глинистых нижнепермских отложений. Аллохтонный комплекс образован верхнедевонско-нижнепермскими и, предположительно, силурийско-нижнедевонскими отложениями. Вдвиговая морфология этого аллохтонного комплекса объясняет моноклинальное воздымание перекрывающих пермских и триасовых толщ, в которых отсутствуют существенные синколлизионные несогласия. Отсутствие в верхней части разреза синколлизионных несогласий свидетельствует о пассивном воздымании пермско-триасовых толщ над выделяемым клиновидным аллохтоном.

Аллохтонные отложения тектонического клина образуют многоярусную тонкочешуйчатую систему пластин. Их структурное выражение напоминает широко известные аккреционные призмы зон субдукции, для которых характерно тонкочешуйчатое тектоническое телескопирование [48]. На суше подобные образования по сейсмическим данным выделяются реже, что, вероятно, связано со сложными сейсмогеологическими условиями, характерными для предгорных



Рис. 6. Интерпретированный сейсмический разрез зоны сочленения Коротаихинской впадины и Полярного Урала. Положение разреза - см. рис. 4. 1-разлом

складчатых поясов. Тем не менее, примеры этого структурного стиля деформаций установлены в ряде регионов мира [37, 41, 50, 60].

В восточной части профиля под соленосными отложениями верхнего ордовика интерпретируется аллохтонный клин, сложенный породами фундамента и нижнего-среднего ордовика. Существование этой надвиговой структуры объясняет складчатую деформацию вышележащих надвиговых пластин. Вероятно, что разлом в основании нижнего аллохтонного комплекса к западу переходит в пластовый срыв в верхне-ордовикских эвапоритах [18, 26].

Приведен сейсмический разрез, который иллюстрирует сочетание структурной инверсии и тонкочешуйчатых надвигов (рис. 7).

Данный разрез пересекает Западно-Соплесское нефтяное месторождение. Это месторождение расположено в пределах южной части Печоро-Кожвинского вала, который образует бортовую зону Печоро-Колвинского авлакогена (рифта). Резкое увеличение толщины и фациальная изменчивость средне-верхнедевонских отложений в зоне этого вала подтверждается данными сейсморазведки и бурения [1] (см. рис. 7). В разрезе этих отложений широко распространены диабазовые интрузии. Увеличение толщины средневерхнедевонских отложений связывается с эпизодом растяжения, которое, вероятно, имело задуговую природу.

Интерпретация сейсмических данных показывает, что в среднем-позднем девоне здесь существовал крупный сброс, ограничивающий Печоро-Колвинский рифт. Начиная с визейского века, этот разлом испытывал структурную инверсию, которая привела к образованию Печоро-Кожвинского вала. На инверсионную структуру накладываются тонкочешуйчатые надвиговые деформации тектонических пластин Урала. В их составе участвуют верхнедевонско-пермские отложения. Сочетание глубинной инверсионной структуры и надвигов в верхней части разреза образует своеобразную дисгармоничную складчатую структуру.

ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ СОЛИ

Значительным своеобразием отличаются зоны складчато-надвиговых деформаций, в строении которых важная роль принадлежит эвапоритам верхнего ордовика. Эти структуры распространены в северо-восточной части Тимано-Печорского бассейна [3, 5, 18, 19, 56]. Обнаружение верхнеордовикских солей в осадочном чехле было неожиданным открытием. Дело в том, что геологической съемкой эти соли ранее не были установлены. По-видимому, это связано с низкой обнаженностью этого региона и растворимостью солей в условиях переувлажненного климата. Впервые существование верхнеордовикских солей было установлено бурением на куполе Кочмес в Косью-Роговской впадине в 1976 г. [3, 5].

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 3 2023



Рис. 7. Интерпретированный сейсмический разрез зоны сочленения Верхнепечорской впадины и Печоро-Кожвинского вала.

Положение разреза см. на рис. 4. *1* – риф; *2* – разлом

Сейсмические исследования и бурение в последующие годы показали, что эти соли представляют собой не локальный феномен, а имеют значительное распространение и важное структурообразующее значение. В частности, на гряде Чернышева с ними связаны многокилометровые надвиговые деформации [3, 5, 18, 19].

В настоящее время дислоцированные аллохтонные соли гряды Чернышева вскрыты рядом глубоких скважин. В образцах керна эти интервалы представлены соляным меланжем, который содержит обильные включения брекчированных карбонатов [3, 5]. Они выделяются также по данным комплексной интерпретации геофизических данных, включающих сейсморазведку, магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и моделирование данных гравиметрии [19] (рис. 8).

Комплексная интерпретация этих геофизических данных свидетельствует об участие толщи дислоцированных солей в надвигании фронта гряды Чернышева на Косью-Роговскую впадину. Надвиг в этой зоне имеет антиуральскую вергентность.

В предлагаемой интерпретации рассматриваемый разлом представляет собой кровельный надвиг вдвиговой структуры, которая расщепляет осадочный чехол вдоль верхнеордовикских солей. По-иному выглядят зоны соляных деформаций в северной, акваториальной части Тимано-Печорского бассейна. Здесь деформированные соли определяют структурный стиль деформаций внешней периферической части севера Коротаихинской впадины [56] (рис. 9).

Интерпретация данных сейсморазведки свидетельствует о том, что в этом районе соли образуют разнообразные диапировые структуры, среди которых наиболее крупные имеют вид грибовидных диапиров (см. рис. 9). Они имеют тонкую ножку высотой до 10 км, которая пронизывает палеозойский осадочный чехол. В верхней части разреза выделяются аллохтонные покровы и глетчеры, образованные солями. Такие структуры характерны для зон образование раздавленных диапиров, из которых соль выжималась в вышележащие слои и на поверхность. Они установлены во многих регионах мира [29–33, 48–40, 42, 49, 54, 57–58].

Соляной диапир пронзает силурийско-триасовые слои и несогласно перекрывается юрскими слоями (см. рис. 9). Это позволяет утверждать, что основной этап деформаций в этом районе произошел в конце триаса-начале юры во время складчатости на Пай-Хое. При этом самый крупный грибовидный диапир деформирует предюрское эрозионное несогласие (см. рис. 9).



Рис. 8. Строение Косью-Роговской впадины и гряды Чернышева. (а) — региональный геологический разрез южной части Косью-Роговской впадины и прилегающих складчатых зон. Рамкой на разрезе обозначен участок, показанный на разрезах Б–Б' и В–В' (по [24], с дополнениями). (б) — сейсмический разрез зоны сочленения гряды Чернышева и Косью-Роговской впадины совмещенный с данными МТЗ. (в) тот же сейсмический разрез с наложением результатов моделирования данных гравиметрической съемки. Положение разреза — см. рис. 4.

Это указывает на локальное продолжение диапиризма после завершения коллизионной складчатости.

В пользу этого утверждения свидетельствует то, что выделяемые диапировые структуры имеют геоморфологическое выражение. С надсолевыми поднятиями в этой зоне связаны острова в Печорском море, самым крупным из которых является остров Долгий. Учитывая позднекайнозойскую ледниковую пенепленизацию и геоморфологическую выраженность выделяемых диапировых структур, полагаем, что диапиризм солей на северо-востоке Тимано-Печорского бассейна продолжается в новейшей геологической истории [19].

Сопоставление морфологии деформаций гряды Чернышева и Коротаихинской впадины показывает существенные различия. В первом случае

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

СОБОРНОВ



Рис. 9. Интерпретированный сейсмический разрез Коротаихинской впадины и прилегающих складчато-надвиговых зон. Положение разреза – см. рис. 4. 1 — разлом

интенсивно дислоцированные соли участвуют в строении надвиговой зоны, которая имеет антиуральскую вергенцию (см. рис. 8). Эта структура рассматривается как результат расслоения осалочного чехла и вклинивания аллохтонного налсолевого чехла Косью-Роговской впадины в массу солей, которая возникла в этом районе до коллизионной складчатости [21]. Во втором случае они образуют относительно симметричные грибовидные диапиры (см. рис. 9).

Эти различия в морфологии дислоцированных диапиров определяются комбинацией двух основных факторов:

величиной сжатия;

- региональный уклон залегания осадочного чехла в зоне развития диапиров.

На гряде Чернышева величина сжатия была больше, на что указывает крупное надвиговое перекрытие. Кроме этого, в прилегающей Косью-Роговской впадине региональный уклон подсолевого ложа значителен, в то время как на севере Коротаихинской впадины он невелик (см. рис. 8; см. рис. 9). Вероятно, что это могло способствовать преимущественному перемещению солей гряды Чернышева в прилегающую впадину с образованием антиуральских покровов.

Из-за небольшого регионального уклона подсолевого ложа на севере Коротаихинской впадины выжимаемая соль распространялась симметрично, образуя дивергентные грибовидные структуры.

Выявление структурной роли соли имеет существенное значение для интерпретации бассейнового развития и структурных построений. Подвижность соли должна учитываться при балансировании геологических разрезов, т.к. ее мобильность и растворимость в поверхностных условиях могут искажать баланс объема дислоцируемых пород. Кроме этого, продолжительный рост диапиров, обусловленный инверсией плотности солей, приводит к деформациям прилегающих отложений. Долгоживущие диапировые структуры известны на юге Предуралья и имеют широкое распространение в Прикаспийском бассейне [9, 25]. В зоне развития дислоцированных диапиров Тимано-Печорского бассейна, деформации прилегающих пород могут быть необоснованно приняты за результат постколлизионного тектонического сжатия, что может привести к неточной интерпретации времени проявления фаз деформаций.

СТРУКТУРНЫЕ СТИЛИ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Структурные стили деформаций складчатонадвиговых зон центральных и южных районов Предуралья существенно отличаются от структурных стилей в северной части рассматриваемого района [9, 20, 29]. Вероятной причиной этих отличий является то обстоятельство, что в зоне сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой происходит совмещение рифей-вендской и палеозойской последовательностей континентальной окраины Восточно-Европейской платформы [16, 35].

При этом основную часть осадочного чехла образуют рифейско-вендские отложения, а мощность и стратиграфический объем палеозойского комплекса значительно сокращены по сравнению с Тимано-Печорским бассейном (см. рис. 3). К северу рифейско-вендский прогиб располагается западнее Тиманского кряжа в пределах Мезенского бассейна, не распространяясь в пределы Тимано-Печорского бассейна (см. рис. 1).

Наложение палеозойских отложений на мощный рифей-вендский комплекс хорошо видно на сейсмических разрезах и в скважинах (рис. 10).



Рис. 10. Интерпретированный сейсмический разрез 3D зоны сочленения Юрюзано-Сылвенской впадины с Уралом. Положение разреза – см. рис. 4. *I* – разлом

Сейсмические данные показывают, что эти осадочные комплексы дислоцированы существенно различно. В восточной части разреза под палеозойским надвиговым фронтом и прилегающей частью Юрюзано-Сылвенской впадины залегают смятые складчатые рифей—вендские слои.

Это согласуется с представлениями, согласно которым строение этого региона определялось двумя циклами формирования бассейнов континентальной окраины — в рифее—венде и палеозое [16, 20]. Оба цикла завершились коллизионной складчатостью — в конце докембрия и конце палеозоя. В строении палеозойских отложений отмечаются элементы унаследованности от докембрийского структурного плана [20]. В ряде случаев можно наблюдать тектоническую реактивацию докембрийских структур, связанную с уральской складчатостью (см. рис. 10).

Рассмотрим строение Предуралья перед фронтом поднятия Каратау и Башкирского антиклинория (см. рис. 3, разрез Г–Г'; рис. 11).

В этой зоне Предуралья деформированность палеозойских слоев минимальна. Локально они разбиты относительно крутыми разломами в узкой зоне сочленения с Уралом. Пологое погружение палеозойских толщ в сторону платформы локально сопровождается наличием западной проградационной слоистости в франско—турнейских отложениях [20].

Сокращение мощности и стратиграфической полноты палеозойского комплекса, а также резуцированность краевого прогиба в этой зоне сов-

СОБОРНОВ



Рис. 11. Интерпретированный сейсмический разрез приуральской части Волго-Уральского бассейна. Положение разреза см. на рис. 4. *1* – разлом

падают с утолщением рифей-вендских отложений – их мощность достигает ≥10 км.

Сейсмические данные позволяют выделить складчато-надвиговые деформации в рифей вендских отложениях и фундаменте [23]. Некоторые деформации испытали реактивацию в палеозое, на что указывает строение и фациальная зональность палеозойских отложений.

Наблюдаемый стиль деформаций свидетельствует о том, что положение докембрийского депоцентра селиментации определило условия залегания палеозойских отложений. Это следует из того, что по мере сокращения толщины рифей-вендских отложений к северу и югу от Башкирского антиклинория перед Уральским складчатым сооружением вновь возникает краевой прогиб. Наличие этого депоцентра рифей-вендских отложений объясняет уникальную концентрацию запасов нефти в пределах прилегающего к этому прогибу с запада Южно-Татарского свода [20]. По-видимому, основным источником нефти являлись рифей-вендские осадочные отложения. Миграции нефти в западном (в современных координатах) направлении способствовало устойчивое региональное воздымание рифей-вендской толщи в сторону этого свода (см. рис. 11).

МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НАДВИГОВЫХ ЗОН

Совершенствование методов сбора и обработки сейсмических данных повышает их разрешающую способность. В структурной интерпретации повышенное разрешение данных дает возможность выделять системы мелких разломов и зон локальных стратиграфических несогласий (рис. 12). Амплитуда смешения по таким разломам составляет первые десятки метров.

В разрезе кунгурских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины прослеживается система мелких надвигов с пологими углами падения сместителей. Они хорошо выражены в увеличенной части этого разреза (см. рис. 12, (б)). Вероятно, что эти малоамплитудные нарушения возникли в процессе коллизионной складчатости перед фронтом крупных надвиговых деформаций, затрагивающих девон-нижнепермские отложения. Их сосредоточение в толще кунгурских отложений дает основание полагать, что в это время произошла фаза надвиговых деформаций.



Рис. 12. Строение зоны сочленения Юрюзано-Сылвенской впадины со Средним Уралом. (а) – интерпретированный сейсмический разрез; (б) – фрагмент разреза, показывающий признаки наличия малоамплитудных надвигов в кунгурских отложениях (обозначены стрелками). Положение разреза – см. рис. 4.

1 – разлом; 2 – несогласие; 3 – риф; 4 – положение малоампритудных надвигов

Подобные системы разломов (протонавигов) ранее были обнаружены морской сейсморазведкой, которая позволяет получать данные более высокого разрешения, чем сейсморазведка, проводимая на суше [28]. Протонадвиги рассматриваются как эмбриональные формы надвигов. Происхождение подобных малоамплитудных разломов связано с дефлюидизацией осадочного чехла краевого прогиба в условиях тектонического сжатия [28, 60]. Наличие большого количества таких нарушений объясняет типичное ухудшение прослеживаемости отражающих горизонтов и разрешенности сейсмической записи в складчато-надвиговых зонах.

Показано выражение аналогичных деформаций в полевых условиях в Терско-Каспийском прогибе — это малоамплитудные наклонные на-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023



Рис. 13. Фото обнажения среднемиоценовых синколлизионных отложений фронта пояса надвигов Предгорного Дагестана.

Показаны (пунктир) малоамплитудные наклонные нарушения.

рушения в среднемиоценовых отложениях в зоне развития надвигов фронта Дагестанского клина (рис. 13).

В данном примере эти разломы часто являются зонами инъекций песчаников, образующих нептунические дайки. Локально они содержат признаки вторичной минерализации, что указывает на то, что они возникали в условиях аномально высокого пластового давления и являлись путями миграции флюидов.

Наличие малоамплитудных, но многочисленных разрывов в зонах надвиговых деформаций может быть существенным при детальных структурных построениях и балансировании геологических разрезов. Веерные системы этих нарушений могут рассеивать смещения по дискретным разломам в компетентных отложениях. Наличие нептунических даек, секущих осадочный чехол, вероятно, снижает качество покрышек залежей нефти газа в этих отложениях.

Стратиграфическая приуроченность этих нарушений в совокупности с анализом распределения несогласий в синколлизионных отложениях позволяет датировать фазу надвиговых деформаций. В рассматриваемой части Юрюзано-Сылвенской впадины протонадвиги и локальные стратиграфические несогласия перед надвиговым фронтом Урала сосредоточены в разрезе кунгурских отложений (см. рис. 12). Таким образом, надвиговые деформации в этой части Предуралья развивались в кунгурском веке—начале поздней перми.

МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Существенные различия в структурных стилях складчатости в зоне предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя показывают разнообразие механизмов деформаций, — эти механизмы включают:

 образование систем тонкочешуйчатых тектонических пластин, определяемое реологической стратификацией деформируемого разреза (см. рис. 5);

 формирование вдвиговых тектонических клиньев, их дуплексирование (см. рис. 6);

инверсию ранее образованных сбросов (см. рис. 7);

– раздавливание соляных диапиров с экструзией соли и замещение занимаемого им пространства компетентными аллохтонными породами (см. рис. 8, см. рис. 9);

 – реактивация ранее существовавших систем надвигов в области рифей—вендского прогиба под покровом палеозойских отложений (см. рис. 10, см. рис. 11).

Рассмотрим следующие сценарии развития деформаций для двух частей региона исследования, строение которых в наибольшей мере уточнено на основе новых данных.



Рис. 14. Схема структурного развития зоны сочленения Печорской плиты с Пай-Хоем. *I* – эвапориты; *2* – разлом; *3* – будущий разлом; *4* – сжатие

Прототипом первого сценария структурного развития складчатого пояса является северная часть Коротаихинской впадины и Пай-Хоя.

Второй сценарий касается зоны сочленения Предуралья с поднятием Каратау и Башкирским антиклинорием.

Показано формирование складчато-надвиговой структуры Коротаихинская впадины и прилегающих складчатых зон (рис. 14).

Основная часть Коротаихинской впадины слабо дислоцирована, а складчато-надвиговые деформации сосредоточены в прилегающих зонах. В этом отношении она представляет собой аналог Косью-Роговской впадины (см. рис. 8). Важным обшим элементом строения этих районов является наличие в разрезе солей верхнего ордовика. В восточной пайхойской части рассматриваемого района структурное развитие определялось расслоением осадочного чехла и формированием двухъярусной вдвиговой структуры с широким развитием дуплексной складчатости. Этот стиль деформаций объясняет наблюдаемую дисгармоничную складчатость, при которой структурные планы разных глубинных и стратиграфических уровней не соответствуют друг другу (см. рис. 6). По-видимому, данный стиль деформаций характерен для районов, которые:

 обладают реологически стратифицированным осадочным выполнением большой толщины;

 подвергались сильному тектоническому сжатию. Это создает предпосылки для формирования аномально высоких пластовых давлений и расслоения чехла на нескольких структурных уровнях.

В западной части профиля деформации осадочного чехла в основном определялись деформациями верхнеордовикских эвапоритов. Предполагается, что накопление солей на западном борту Коротаихинской впадины происходило до коллизионной складчатости. Региональный уклон бассейна континентальной окраины способствовал перемещению солей по моноклинали до флексурной зоны на западе впадины. Латеральное перемещение солей является характерной чертой многих соленосных бассейнов асимметричных континентальных окраин [38, 43, 45].

Предположение о формировании соляных диапиров до коллизионной складчатости согласуется с данными изучения аналогичных зон соляных деформаций на гряде Чернышева с применением сейсморазведки 3D. Эти данные, в частности, показывают, что с приближением к дислоцированному соляному диапиру, происходит локальное выклинивание визейско—нижнепермских отложений (рис. 15).

Это свидетельствует о росте соляного диапира на гряде Чернышева до наступления коллизионного сжатия, которое в этом районе началось во второй половине артинского века [19].

Коллизионное сжатие вызвало дисгармоничные дислокации с формированием крупного клиновидного аллохтона с участием протерозойского фундамента в пределах складчатого пояса Пай-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023



Рис. 15. Объемное изображение строения девон—пермского осадочного чехла Косью-Роговской впадины в зоне примыкания к гряде Чернышева (по данным сейсмической съемки 3D (по [24]). Показано: положение кровли и подошвы визейско—сакмарских отложений, выклинивающихся с приближением к дислоцированному диапиру (пунктир); глубинный грид по поверхности визейского несогласия, м (полупрозрачная цветная поверхность в зоне гряды Чернышева, соответствующая подошве аллохтонной пластины, надвинутой на Косью-Роговскую впадину).

Хоя [56]. Аллохтонный комплекс расщепил разрез осадочного чехла вдоль солей. Передача деформаций сжатия со стороны Пай-Хоя в западную часть Коротаихинской впадины, вероятно, происходила за счет расслоения чехла по слою солей [26, 34, 56]. Аналогичные тектонические срывы (детачменты) в солях установлены в ряде районов мира, в том числе в Терско-Сунженской зоне Предкавказья, Юрских горах Альп, Афгано-Таджикском бассейне, Соляном Хребте Пакистана, Таримском бассейне Китая и других районах [30, 33, 38, 44, 45, 61].

Скольжение по солям способствовало перемещению надсолевых отложений без существенных внутренних деформаций вплоть до зоны выклинивания эвапоритовых отложений. В то же время соляные валы, расположенные перед перемещающимся тектоническим покровом, подверглись сжатию, образующие их соли – выдавливанию на поверхность, где они образовывали глетчеры и растворялись. Пространство, которое занимали соли, замещалось аллохтонными компетентными отложениями надсолевой тектонической пластины, перемещенной со стороны Пай-Хоя. Примеры таких раздавленных диапиров установлены в глубоководных складчатых поясах окраин Атлантического океана, а складчатых поясах Альп, Карпат, Динарид, Сивашском бассейне Турции и в других районах [30-33, 54, 57, 58].

Нередко процесс выжимания солей приводит к их полной эвакуации и смыканию стенок диапира [36]. Таким образом, пластичность соли позволяла поглощать напряжения сжатия путем их удаления из деформируемого пространства. Это свойство солей определяет своеобразие структурного стиля зон раздавленных диапиров в пределах складчато-надвиговых поясов.

Совершенно по-иному шло развитие складчатой структуры в зоне сочленения Предуралья с поднятием Каратау и Башкирским антиклинорием. Здесь отмечается парадоксальное отсутствие крупных надвиговых деформаций в палеозойских отложениях и сокращение глубины краевого прогиба (см. рис. 3, разрез $\Gamma-\Gamma$ '; см. рис. 11). Подобная редуцированность краевого прогиба была описана как шовное сочленение складчатого сооружения с прилегающей платформенной областью [23].

Схематически изображено предполагаемое структурное развитие этого района (рис. 16).

Предлагаемая схема показывает, что основным фактором структурного развития этого района была многокилометровая толща рифей—вендских отложений континентальной окраины, реакция которой на сжатие определяла своеобразие структурного стиля деформаций в этом районе. После накопления рифейских отложений здесь





произошла коллизионная складчатость, в результате чего возник складчатый пояс тиманид. Вендские отложения несогласно перекрыли смятые и эродированные рифейские толщи. В раннем палеозое древняя континентальная кора уральской окраины Восточно-Европейской платформы, с мощным рифей—вендским чехлом, не испытывала погружения. В результате, нижнепалозойские отложения здесь отсутствуют [24].

Начиная с позднего девона в условиях столкновения с Магнитогорской дугой и вплоть до завершения коллизионной складчатости надвиги, которые затрагивали рифейские отложения, были реактивированы [20]. Кроме этого, в дополнение к ним возникли новые разломы, которые привели к тектоническом утолщению (телескопированию) докембрийских отложений. Огромный размах тектонического утолщения пород докембрия во внутренней части складчатого пояса Урала проявляется в наличие пород эклогитовой стадии метаморфизма в пределах поднятия Уралтау, примыкающей с запада к Главному Уральскому разлому [13, 16, 29, 46]. Тектоническое утолщение докембрийских комплексов, привело к образованию Башкирского антиклинория, а также воспрепятствовало формированию классического краевого прогиба в прилегающей части Предуралья [20].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация геолого-геофизических данных, характеризующих строение складчато-надвиговых зон Урала и Пай-Хоя, свидетельствует о многообразии структурных стилей деформаций
(см. рис. 3). Изменчивость этих стилей обнаруживает связь с геодинамической эволюцией рассматриваемого региона и производного от этой эволюции состава осадочного чехла.

Фактор различий в ходе геодинамической эволюции наглядно проявляется при сопоставлении структурных стилей деформаций складчато-надвиговых зон в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов.

В первом случае осадочный чехол образован главным образом отложениями, накопившимися в палеозойское время в пределах Уральской континентальной окраины.

Во втором случае происходит совмещение осадочных мегапоследовательностей тиманской и уральской континентальных окраин. При этом палеозойский осадочный чехол имеет небольшую толщину и сокращенный стратиграфический состав (см. рис. 3).

Особенностью строения краевых прогибов Тимано-Печорского бассейна является значительно бо́льшая глубина краевых прогибов, выраженных в палеозойских отложениях (см. рис. 3). В мощном, реологически стратифицированном осадочном чехле Тимано-Печорского бассейна широко распространены крупные дуплексные надвиговые структуры (см. рис. 6). Здесь также выделяются крупные инверсионные складки, образованных за счет реверсивных перемещений по разломам, возникшим в раннем палеозое (см. рис. 7).

Наличие в чехле солей верхнего ордовика способствовало распространению складчато-надвиговых деформаций на больших площадях. Это происходило благодаря расслоению осадочного чехла по солям. В северо-восточных районах бассейна выделяются своеобразные складчатые зоны, формирование которых связывается с выжиманием солей диапиров (см. рис. 8, см. рис. 9). Предлагаемый структурный механизм объясняет существование грибовидных диапиров и надвигов антиуральской вергенции (см. рис. 14).

Глубина краевых прогибов в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Уралом существенно меньше, чем в северной части рассматриваемого района (см. рис. 3).

Наличие в этой зоне мощного рифей—вендского осадочного чехла во многом определяет специфику складчато-надвиговых деформаций. На поверхности эти деформации сосредоточены в относительно узкой полосе предгорной складчатости. В относительно маломощном палеозойском осадочном чехле преобладает развитие тонкочешуйчатой складчатости (рис. 10). Вдвиговые структуры имеют ограниченное распространение в зонах повышенной мощности синколлизионных отложений (см. рис. 5).

Сокращенная мощность палеозойского чехла на окраине Восточно-Европейской платформы балансируется наличием многокилометровой толщи рифей—вендских осадочных отложений, депоцентр которой находится в районе Башкирского антиклинория и поднятия Каратау (см. рис. 11).

Сейсмические данные показывают, что деформации рифейских отложений имели место в основном в предвендское время. Палеозойские коллизионные события в пределах Уральской континентальной окраины реактивировали разломы раннего заложения (см. рис. 16). Это привело к тектоническому утолщению рифей—вендских отложений, что сократило пространство аккомодации для палеозойских отложений. В результате стратиграфический объем и мощность палеозойских отложений на восточной окраине Восточно-Европейской платформы значительно меньше, чем в северном Предуралье (см. рис. 3).

Помимо приведенных общих характеристик строения зон предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя, сейсмические данные позволяют показать величину надвиговых перекрытий, которая в конкретных случаях измеряется десятками километров (см. рис. 5).

На сейсмических данных высокого разрешения можно видеть малоамплитудные эмбриональные надвиги (протонадвиги), а также локальные несогласия (см. рис. 12, см. рис. 15). Эти данные уточняют определение возраста и динамики формирования складчато-надвиговых структур.

Детализация строения складчато-надвиговых поясов за счет применения современных геофизических методов привела к целому ряду открытий крупных нефтяных и газовых месторождений [47, 53, 61]. Представляется, что новые данные о строении складчатых предгорий Урала и Пай-Хоя позволят по-новому определить приоритеты геолого-разведочных работ.

выводы

В результате проведенного исследования зон предгорной складчатости Урала и Пай-Хой и интерпретации имеющихся и полученных новых сейсмических и геолого-геофизических данных можно сделать следующие выводы.

1. Анализ сейсмических данных, характеризующих строение зоны предгорной складчатости Урала и Пай-Хоя, показал многообразие струк-

турных стилей складчато-надвиговых деформаций, к которым относятся:

 надвиговые зоны классического стиля, представляющие собой чешуйчатые системы надвиговых пластин, последовательно перекрывающие друг друга и прилегающую часть краевого прогиба;

 области распространения клиновидных аллохтонов, сложенные дуплексными тектоническими пластинами, не имеющими отражения в приповерхностных слоях;

 – зоны инверсии, где сбросы, связанные с уральским рифтогенезом, трансформировались в надвиги;

 – районы, строение которых определяется деформациями соляных диапиров с экструзией соли и вытеснением солей компетентными аллохтонными породами;

 – зоны, деформации которых обусловлены тектоническим утолщением докембрийских комплексов под покровом палеозойского чехла.

Во многих случаях перечисленные структурные стили сочетаются друг с другом в разных соотношениях. Распространение выделенных структурных стилей определяется совокупностью следующих факторов:

-строение фундамента,

- наличие структур раннего заложения,

 – мощность рифей–вендских осадочных отложений,

 – реологическая стратификация осадочного чехла, включая, наличие соленосных толщ,

 – геодинамические условия развития континентальной окраины тиманид и уралид.

2. Интерпретация сейсмических данных о строении складчатых поясов позволяют существенно уточнить строение и развитие районов, которые являлись особенно сложными для интерпретации, к которым относятся зоны клиновидных вдвигов, области развития дислоцированных соляных диапиров и районы, структурной реактивации и тектонического утолщения докембрийских комплексов. Современные сейсмические данные дают возможность уточнить амплитуду складчато-надвиговых дислокаций, они показали наличие зон развития систем мелких эмбриональных надвигов. Распространение надвигов и их стратиграфическая приуроченность вместе с несогласиями в синколлизионных толщах позволяет уточнить возраст надвиговых деформаций. В рассмотренной части Юрюзано-Сылвенской впадины эти деформации относятся к кунгурскрому веку-началу поздней перми. В северо-восточных районах Тимано-Печорского бассейна выявлены зоны развития дислоцированных диапиров, которые образованных верхнеордовикскими солями. Выявление этих образований существенно уточняет представления о факторах и динамике структурного развития складчато-надвиговых зон этого бассейна.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность коллегам за обсуждение различных аспектов сейсмической интерпретации и геологии Предуралья В.А. Балдину (АО Башнефтегеофизика, г. Уфа, Респ. Башкортостан, Россия), Т.Г. Каргиевой (ЦГЭ, г. Москва, Россия), И.П. Короткову (ГСД, г. Москва, Россия), И.П. Короткову (ГСД, г. Москва, Россия), Н.И. Никонову (ТП НИЦ, г. Ухта, Республика Коми, Россия), Н.К. Фортунатовой (ВНИГНИ, г. Москва, Россия), в память об ушедших коллегах – А.W. Bally (Houston, USA), В.Е. Хаин (г. Москва, Россия), В.С. Шеин (г. Москва, Россия).

Автор благодарит ООО "Северо-Уральская нефтегазовая компания" (г. Ухта, Респ. Коми, Россия) за техническую поддержку при выполнении исследования.

Автор благодарен рецензентам В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г.Екатеринбург, Россия), М.П. Антипову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и Б.Г. Голионко (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии, автор признателен редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас геологических карт Тимано-Печорского седиментационного бассейна. – Под ред. Н.И. Никонова. – Ухта: Региональный Дом печати, 2002. 132 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. – Т.1. – Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. – Под ред. М.В. Минц – М.: ГЕОКАРТ– ГЕОС, 2010. 408 с.
- 3. *Грунис Е.Б., Ростовщиков В.Б., Богданов Б.П.* Соли ордовика и их роль в особенностях строения и нефтегазоносности северо-востока Тимано-Пе-чорской провинции // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 1. С. 13–23.

https://doi.org/10.18599/grs.18.1.3

- Данилов В.Н., Гудельман А.А., Уткина О.Л. и др. Геологическое строение и перспективы газоносности западного склона Полярного и Приполярного Урала (по результатам геологоразведочных работ). – Под ред. В.Н. Данилова. – СПб.: ВНИ-ГРИ, 2015. 264 с.
- Данилов В.Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. – Под ред. В.Н. Данилова – СПб.: Реноме, 2017. 288 с.

- 6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М. Недра, 1990. 328 с.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Полярный Урал и Пай-Хой в поздней перми – палеомагнитная реконструкция. – Мат-лы междунар. школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород". – СПб.: СОЛО, 2012. 80–86 с.
- 8. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. К истории развития надвиговых структур Пай-Хоя и Полярного Урала: палеомагнитные данные по раннепермским и раннетриасовым отложениям // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2010.pdf
- Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. – Под ред. М.А. Камалетдинова. М.: Наука, 1984. 185 с.
- 10. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. Под ред. С.К. Самсонова М.: Наука, 1974. 236 с.
- Керимов В.Ю., Горбунов А.А., Лавренова Е.А., Осипов А.В. Модели углеводородных систем зоны сочленения Русской платформы и Урала // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 5. С. 445–458.
- 12. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.
- Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. Тектоно-геодинамическое районирование Урало-Палеоазиатского сегмента Евразии // Литосфера. 2015. № 6. С. 5–25.
- Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на уральской и скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
- Проворов В.М. История геологического развития В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. – Под ред. А.И. Кудряшова – Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 93–110.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Предуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. – Под ред. В.Н. Пучкова. – Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.
- Соборнов К.О., Тарасов П.П. Аллохтонная структура Косью-Роговской впадины (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 2. С. 430–433.
- Соборнов К.О., Коротков И.П., Яковлев Д.В., Куликов В.А., Кудрявцев К.Ю., Колесник В.Ф. Раздавленные соляные диапиры гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн): комплексное изучение и влияние на нефтегазоносный потенциал // Геология нефти и газа. 2021. № 1. С. 73–88.
- 20. Соборнов К.О., Строение Южного Урала и Предуралья на основе интерпретации региональных сейсмических данных и происхождение богатейших

залежей нефти в Волго-Уральском бассейне // Геология нефти и газа. 2023. № 1. С. 7–25.

- 21. *Трофимов В.А.* Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазоносных территорий. – М.: ГЕОС, 2014. 202 с.
- 22. Фазлиахметов А.М., Масагутов Р.Х., Зименков Р.А. К перспективам выявления углеводородов в Юрюзано-Сылвенской впадине. – Мат-лы II междунар. научно-практ. конф. "Геология и геофизика". – Уфа, ПолиПРЕСС, 2022. С. 228–232.
- 23. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития ВосточноЕвропейской платформы // Изв. АН СССР. 1946. № 1. С. 5–62.
- 24. Шеин В.С., Алференок А.В., Долматова И.В., Мельникова Н.А. Геодинамические условия формирования осадочного чехла палеобассейнов Восточно-Европейского палеоконтинента // Геология нефти и газа. 2020. № 1. С. 35–55.
- 25. *Щекотова И.А.* Карбонатные формации Южного Предуралья: тектоника и нефтегазоносность. Под ред. И.К. Королюка М.: Наука, 1990. 112 с.
- Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Под ред. Ю.А. Ткачева – Екатеринбург: Наука, 1994, 286 с.
- 27. *Bally A.W., Sawyer D., Sinkewich A.* Global tectonic and basin maps // Search and Discovery. 2020. Article #30444. https://www.searchanddiscovery.com/documents/2020/30444bally/ndx_bally.pdf
- Barnes P.M., Ghisetti F.C., Ellis S., Morgan J.K. The role of protothrusts in frontal accretion and accommodation of plate convergence, Hikurangi subduction margin, New Zealand // Geosphere. 2018. Vol. 14. No. 2. P. 1–29.
- Brown D., Puchkov V.N., Alvarez-Marron J., Brea F., Perez-Estaun. Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: An overview. – In: European Lithosphere Dynamics. – Ed.by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc., London, Mem. 2006. Vol. 32), P. 407–419.
- Callot J.-P., Trocmé V., Letouzey J., Albouy E., Jahani S., Sherkati S. Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2012. Vol. 363. No. 1. P. 545–561. https://doi.org/10.1144/SP363.27
- Dooley T., Hudec M., Jackson M. The structure and evolution of sutures in allochthonous salt // AAPG Bull. 2012. Vol. 96. P. 1045–1070.
- Duffy O.D., Dooly T.P., Hudec M.R., Jackson M.P.A., Fernandez N., Jackson C.A-L., Soto J.I. Structural evolution of salt-influenced fold-and-thrust belts: A synthesis and new insight basins containing isolated salt diapirs // J. Struct. Geol. 2018. Vol. 114. P. 206–221.
- 33. Flinch J.F., Soto I. Passive-margin allochthonous salt canopies emplaced within an Alpine fold-and-thrust belt: Example from the Betic Cordillera of Spain // Search and Discovery. 2015. Article #30428. https://www.searchanddiscovery.com/documents/2015/ 30428flinch/ndx_flinch.pdf

- Fossum B.J., Grant N.T., Byurchieva B.V. Petroleum system evaluation of the Korotaikha fold-belt and foreland basin, Timan–Pechora, Russia // Search and Discovery. 2013. Article #10491. https://www.searchanddiscovery.com/documents/2013/10491fossum/ndx_ fossum.pdf
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H. The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continents Laurentia, Baltica and Siberia. – In: European Lithosphere Dynamics. – Ed.by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. London. Mem. 2006. Vol. 32), P. 507–520.
- Graham R., Jackson M., Pilcher R., Kilsdonk B. Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2012. No. 363. P. 595–615. https://doi.org/10.1144/SP363.30
- Hagke von Ch., Malz A. Triangle zones Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties // Earth Sci. Rev. 2018. Vol. 177. P. 24–42.
- Hudec M.R., Jackson M.P.A. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens // AAPG Bull. 2006. Vol. 90. No. 10. P. 1535–1564.
- Izquierdo-Llavall E., Roca E., Xie H., Pla O., Muñoz J.A., Rowan M.G., et al. Influence of overlapping décollements, syntectonic sedimentation, and structural inheritance in the evolution of a contr-actional system: The Central Kuqa fold-and-thrust belt (Tian Shan Mountains, NW China) // Tectonics. 2018. Vol. 37. https://doi.org/10.1029/2017TC004928
- Jackson M.P.A., Hudec M.R. Salt Tectonics: Principles and Practice. – Cambridge Univ. Press, UK. 2017, 498 p.
- Jones P.B. Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills. – In: *Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt*. – Denver, Rocky Mountain Assoc. Geol., USA. 1982. Vol. 1. P. 61–74.
- 42. Khomsi S., Roure F., Vergés J. Hinterland and foreland structures of the Eastern Maghreb Tell and Atlas thrust belts: Tectonic controlling factors, pending questions, and oil/gas exploration potential of the Pre-Triassic traps// Arab. J. Geosci. 2022. Vol. 15. PP. 462. https://doi.org/10.1007/s12517-022-09707-x
- Kashubin S., Juhlin C., Friberg M., Rybalka A., Petrov G., Kashubin A., Bliznetsov M., Steer D. Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data. – In: European Lithosphere Dynamics. – Ed. by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. London. Mem. 2006. Vol. 32). P. 427–442.
- Kendall J., Vergės J., Koshnaw R., Louterbach M. Petroleum tectonic comparison of fold and thrust belts: The Zagros of Iraq and Iran, the Pyrenees of Spain, the Sevier of Western USA and the Beni Sub-Andean of Bolivia. – In: Fold and Thrust Belts: Structural Style, Evolution and Exploration. – Ed.by J.A. Hammerstein, R. Di Cuia, M.A. Cottam, G. Zamora, R.W.H. Butler,

(Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2019. Vol.490), https://doi.org/10.1144/SP490-2018-102

- 45. Legeay E., Ringenbach J.-C., Kergaravat C., Pichat A., Mohn G., Kavak K.S., Callot J.P. Structure and kinematics of the Central Sivas basin (Turkey): A mixed fold- and salt-and-thrust belt // Search and Discovery. 2019. Article #30610.
- Matte Ph. The Southern Urals: Deep subduction, soft collision and weak erosion. – In: *European Lithosphere Dynamics*. – Ed.by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. London. Mem. 2006. Vol. 32). P. 421–426.
- Morales M., Hung E., Bischke R. Three dimensional interpretation of the El Furrial Trend, Eastern Venezuela Basin, Venezuela. In Seismic Interpretation of Contractional Fault Related Folds. AAPG Stud. Geol. 2005. Vol. 53. P. 83–86. https://doi.org/10.1306/St531003C8
- Morley C.K., King R., Hillis R., Tingay M., Backe G. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review// Earth-Sci. Rev. 2011. Vol. 104. P. 41–91.
- Najafi M., Verges J., Etemad-Saeed N., Karimnejad H.R. Folding, thrusting and diapirism: Competing mechanisms for shaping the structure of the north Dezful embayment, Zagros, Iran // Basin Research. 2018. Vol. 30. P. 1200–1229.

https://doi.org/10.1111/bre.12300

- 50. *Newson A.C.* Imaging the overturned limb of a footwall syncline and its impact on exploration in fold and thrust belts // Recorder. 2015. Vol. 40. No. 10. https://csegre-corder.com/articles/view/imaging-the-overturned-limb-of-a-footwall-syncline
- Pease V. Eastern Europe: The Timanian and Uralian orogens. – In: *Encyclopedia of Geology*, Elsevier. NY. USA. 2021. 2nd edn), pp.302–310. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00028-X
- *Pfiffner O.A.* Thick-skinned and thin-skinned tectonics: A global perspective // Geosciences. 2017. Vol. 7. P. 1–71. https://doi.org/10.3390/geosciences7030071
- Roeder D. Fold-thrust belts at Peak Oil. In: *Hydrocarbons in Contractual Belts.* Ed.by G.P. Goffey, J. Craig, T. Needham, R. Scott, (Geol. Soc. London. 2010. Vol. 348). P. 7–31. https://doi.org/10.1144/SP348.2
- Rowan M.G., Krzywiec P. The Szamotuły salt diapir and Mid-Polish trough: Decoupling during both Triassic–Jurassic rifting and Alpine inversion // Interpretation. 2014. Vol. 2. P. SM1–SM18. https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/INT-2014-0028.1
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
- 56. *Sobornov K*. Structure and petroleum habitat of the Pay-Khoy–Novaya Zemlya foreland fold belt, Timan Pechora, Russia //Search and Discovery. 2013. Article #10554.

http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2013/10554sobornov/ndx_sobornov.pdf

- Tãmas D.M., Schleder Z., Krézsek C., Man S., Filipescu S. Understanding salt in orogenic settings: The evolution of ideas in the Romanian Carpathians // AAPG Bull. 2018. Vol. 102. 6. P. 941–958.
- Tamas A., Tamas D.M., Krezsek C., Schleder Z., Palladino G., Bercea R. The nature and significance of sand intrusions in a hydrocarbon-rich fold and thrust belt: Eastern Carpathians bend zone, Romania // J. Geol. Soc. 2019. Vol. 177. No. 2. P. 343–356. https://doi.org/10.1144/jgs2019-107
- Vann I.R., Graham R.H., Hayward A.B. The structure of mountain fronts // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 215–227.
- Wu J., McClay K., de Vera H. Growth of triangle zone fold-thrusts within the NW Borneo deep-water fold belt, offshore Sabah, southern South China Sea // Geosphere. 2019. Vol. 16. P. 1–28.
- Yu Y., Tang L., Yang W., Huang T., Qiu N., Li W. Salt structures and hydrocarbon accumulations in the Tarim Basin, northwest China //AAPG Bull. 2014. V. 98. No. 1. P. 135–159.
- 62. https://vsegei.ru/ru/info/catalog_ggk/ [Accessed February 1, 2023].

Structural Styles of Thrust Zones of the Urals and Pay-Khoi Foredeep

K. O. Sobornov*

North Uralian Petroleum Company, Ltd., bld. 6, Furmanniy per., 105000 Moscow, Russia *e-mail: Ksoborbov@yandex.ru

The article presents an interpretation of geophysical data characterizing the structure of the frontal fold and thrust zones of the Urals and Pay-Khoi, which show the diversity of structural styles of deformations in the study region. The following structural styles of deformations are considered: classical-style thrust zones, which are in-sequence thin-skinned imbrication systems (i); areas of distribution of wedge-shaped alloch-thons, composed of duplex tectonic plates that are not reflected in the sub-surface layers (ii); inversion zones where faults associated with Ural rifting are transformed into thrust faults (iii); areas whose structure is determined by the deformation of salt diapirs and extrusion of salt (iv); zone, tectonic thickening of the Precambrian complexes overlain by the Paleozoic cover (v). Interpretation of historical and new data on the structure of fold belts makes it possible to significantly update understanding of the structure and development of areas such as zones of wedge-shaped thrusts, areas of development of squeezed salt diapirs, and areas where reactivation and tectonic thickening of Precambrian complexes occurred due to the reactivation of pre-existing faults. New seismic data provided constraints on the magnitude of horizontal displacements in the thrust zones as well as timing of shortening. For the first time they have revealed the development of arrays of small-scale protothrusts.

Keywords: Urals, Cis-Ural trough, Pay-Khoi, fold-thrust belt, structural dalamination, salt diapirs, structural inversion, seismic data

УДК 551.24+553.1

СТРУКТУРА ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАК СЛЕДСТВИЕ ВНЕДРЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА)

© 2023 г. В. И. Попков^{1,} *, В. В. Ларичев¹, И. В. Попков¹

¹Кубанский государственный университет, д. 149, ул. Ставропольская, 350040 Краснодар, Россия *e-mail: geoskubsu@mail.ru Поступила в редакцию 09.03.2023 г. После доработки 21.03.2023 г. Принята к публикации 11.04.2023 г.

Авторы статьи обсуждают природу гидрогеологических аномалий в глубокопогруженных комплексах осадочных бассейнов. В результате значительных катагенетических преобразований породы нижнего гидрогеологического этажа практически утратили первичные емкостно-фильтрационные свойства. Водонасыщенность матрицы пород, очаговый характер развития вторичных коллекторов на фоне крайне низкой проницаемости окружающих толщ делают невозможным развитие элизионных потоков. Это обусловливает высокую чувствительность нижнего этажа к различным компрессионным процессам, в том числе обусловленных вторжением глубинных высокоэнергетичных флюидных потоков. Инъекция этих флюидных потоков в низкопроницаемые толщи приводит к образованию очагов опресненных вод различного гидрохимического типа – от гидрокарбонатно-натриевых до хлоркальциевых, а также – к формированию гидродинамических аномалий. При удалении от каналов внедрения происходит постепенное выравнивание гидродинамических и гидрохимических параметров, приближающихся к фоновым значением. Показано, что при затруднении продвижения вверх флюидов происходит гидроразрыв пластов, в которые поступает под большим давлением газо-водонефтяная эмульсия. Инъекция флюидов в пласт сопровождается разуплотнением низкопроницаемых толщ, образованием дополнительных трещин, формированием вторичных пустот гидротермального происхождения. В результате образуются вторичные резервуары сложной морфологии, заполняемые углеводородами. Совпадение в плане гидрогеохимических и гидродинамических аномалий, участков вторичных коллекторов с отчетливыми следами метасоматоза и связанными с ними скоплениями нефти и газа свидетельствуют об их генетической взаимосвязи. Строение резервуаров нефти и газа и сопутствующих им гидрогеологических аномалий рассмотрено на примере месторождений Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области, входящей в состав Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции.

Ключевые слова: геология, тектоника, гидрогеологические аномалии, глубокозалегающие нефтегазоносные комплексы, глубинные флюиды, резервуары, залежи нефти и газа **DOI:** 10.31857/S0016853X23030050, **EDN:** XNXEAF

введение

По мере истощения разведанных запасов углеводородов в верхних секциях разреза нефтегазоносных осадочных бассейнов в поисково-разведочный процесс вовлекаются все более глубокие их горизонты, существенный нефтегазоносный потенциал которых подтвержден во многих регионах мира [7, 17, 49, 59, 67, 70, 73, 75]. Согласно экспертным оценкам Управления государственного департамента энергетики Министерства энергетики США, оценки мировых запасов нефти Геологической службы США и статистическому обзору мировой энергетики Великобритании [49], извлекаемые запасы углевородов в интервале глубин 4.5—8.1 км составляют 7% мировых запасов нефти и 25% газа. Разработка научных основ методики поиска месторождений нефти и газа в глубокопогруженных комплексах является актуальной в настоящее время [2, 5, 41, 53, 58, 60, 68]. Установлено, что на глубинах 4.0—5.0 км и более в результате прогрессирующих катагенетических преобразований осадочные породы в значительной степени утрачивают первичные пористость и проницаемость. Их коллекторские свойства обусловлены, главным образом, вторичными преобразованиями. С увеличением глубины латеральная флюидопроводимость порового пространства постепенно переходит сначала в условия порово-трещинной проводимости, а затем - трещинной, что сопровождается формированием обстановок стагнационного (квазизастойного) режима водообмена [1, 18, 31, 45, 62, 63, 66, 69, 74]. Изменения гидрохимических условий фиксируются в различиях гидрохимических параметрах пластовых вод.

Во многих нефтегазоносных осадочных бассейнах были установлены и обоснованы границы плановой и вертикальной гидрохимической, в том числе –инверсионной зональности [10, 14, 15, 18, 21, 36, 37]. Появление в глубоких горизонтах весьма опресненных, аномальных по отношению к гидрохимическому фону, пластовых вод гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией <10 г/л в гидродинамически изолированных толщах, может служить прямым признаком их нефтегазоносности [1, 2, 13, 14, 19, 21, 36–38, 55, 71].

В представленной статье представлены основные результаты исследований авторов по проблеме поисков скоплений нефти и газа, изучения условий и факторов, контролирующих их формирование в глубокопогруженных комплексах разновозрастных нефтегазоносных бассейнов (НГБ) Восточно-Европейской, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской платформ. В основу данного исследования положены материалы по Южно-Мангышлакскому нефтегазоносному бассейну, включающие материалы химических анализов макро- и микрокомпонентного состава пластовых флюидов. Поскольку из палеозойских и триасовых горизонтов Скифско-Туранской платформы были получены притоки воды с промышленной концентрацией щелочных и щелочноземельных металлов, их состав был изучен изотопно-геохимическими методами [37, 45]. Для изучения емкостно-фильтрационных свойств пород проанализированы данные петрофизики, каротажные диаграммы, проводилось макроописание кернов скважин, микроскопическое изучение шлифов, критически рассмотрены материалы по подсчету запасов углеводородов триасовых месторождений.

Целью нашей статьи является изучение условий формирования гидрогеологических аномалий в глубокопогруженных комплексах нефтегазоносных бассейнов, их вероятной природы и взаимосвязи со скоплениями углеводородов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южно-Мангышлакский нефтегазоносный бассейн располагается в западной части Туранской плиты (рис. 1).

Эпигерцинский складчатый фундамент осадочного бассейна сложен преимущественно первично осадочными породами, испытавшими метаморфизм зеленосланцевой фации и складчатость в конце карбона-ранней перми. В пределах выступов он прорван гранитоидами каменноугольного возраста. Вследствие значительных постседиментационных преобразований входящие в его состав породы полностью утратили свой первичный коллекторский потенциал. В гранитах на площади Оймаша Песчаномыско-Ракушечной зоны поднятий открыто скопление нефти промышленного объема в гранитной интрузии (см. рис. 1).

Доюрский (доплитный) вулканогенно-осадочный комплекс в пределах расматриваемой территории представлен лишь отложениями триаса, залегающими на разновозрастных породах палеозоя. Разрез триаса в пределах северного борта Южно-Мангышлакского платформенного прогиба начинается пестроцветными преимущественно континентальными отложениями нижнего триаса (нижний оленёк), в составе которых выделяются песчаниково-алевролитовая (вскрытая мощность 200 м) и алевролито-аргиллитовая (мощность 250-1567 м) толщи.

Карбонатно-терригенная толща, залегающая в основании триасового нефтегазоносного комплекса, сложена ритмично переслаивающимися алевролитами, песчаниками, аргиллитами и известняками. Отмечены многочисленные прослои туфогенных пород. Возраст толщи уверенно определен как позднеоленёкский. Мощность ее колеблется от нуля на юге и западе Жетыбай-Узеньской ступени до 1043 м в ее северной части. Продуктивность карбонатно-терригенной толщи доказана в пределах Южножетыбайско-Тенгинской антиклинальной зоны (месторождения Южный Жетыбай, Тасбулат и др.).

Вулканогенно-карбонатная нефтегазоносная формация среднего триаса залегает с размывом на подстилающих отложениях. В ее составе выделяется три литологических толщи:

вулканогенно-доломитовая (80–230 м);

- известняково-вулканогенная (50–107 м);
- вулканогенно-известняковая (до 300 м).

Большинство триасовых скоплений нефти и газа на Южном Мангышлаке связано именно с этой формацией.



Рис. 1. Обзорная тектоническая схема триасовых отложений запада Туранской плиты (по данным [43], с изменениями и дополнениями).

Месторождения: СР – Северо-Ракушечное; ЮЖ – Южный Жетыбай; Т – Тасбулат; СК – Северное Карагие.

Структуры: I – Северо-Устюртская синеклиза; I₁ – Култукско-Самская депрессия; I₂ – Арстановско-Ирдалинская ступень; I₃ – Астауойская моноклиналь; I₄ – Косбулакская депрессия; I₅ – Акумсукский выступ; I₆ – Барсакельмесская депрессия; II – Мангышлакско-Карашорская система дислокаций; III – Южно-Мангышлакская система прогибов; III₁ – Сегендыкская депрессия; III₂ – Карагиинская седловина; III₃ – Жазгурлинская депрессия; III₄ – Карынжарыкская седловина; III₅ – Учкудукская депрессия; III₆ – Песчаномысско-Ракушечная зона поднятий; IV – Кара-Богазский массив; V – Центрально-Устюртская система поднятий; VI – Южно-Устюртская система прогибов; VI₁ – Шахпахтннская ступень; VI₂ – Ассаке-Ауданский прогиб; VI₃ – Сарыкамышская седловина; VI₄ – Дарьялык-Да-уданский прогиб; VII – Кумсебшенский выступ; VIII – Верхне-Узбойский прогиб; IX – Центрально-Каракумский массив; Х – Туаркыр–Караауданская система дислокаций.

1 – граница Туранской и Русской плит; 2–3 – границы тектонических элементов: 2 – первого порядка, 3 – второго порядка; 4 - раннекиммерийские складчатые системы; 5 - основные разломы; 6 - положение месторождений углеводородов; 7 – регион исследования

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 3 2023 Завершается разрез среднего триаса северного борта Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна вулканогенно-аргиллитовой толщей (80—160 м), являющейся достаточно надежной региональной покрышкой. В составе трансгрессивно налегающих отложений верхнего триаса выделяются три толщи (снизу вверх):

- туфогенно-терригенная (200-380 м);
- песчаниково-аргиллитовая (280-440 м);
- аргиллито-песчаниковая (до 286 м).

В нефтегазоносном отношении имеет важное значение песчано-гравелитовая пачка мощностью 20–70 м, залегающая в основании верхнетриасового разреза. Основные известные промышленные скопления углеводородов верхнего триаса приурочены к данной грубообломочной пачке.

Несколько иное строение имеет разрез триасовых отложений в приосевой части Южно-Мангышлакского платформенного прогиба и Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий. Здесь разрез обычно начинается пестроцветной алевролито-аргиллитовой толшей (0-204 м) нижнего триаса. В ее основании залегает пласт мощностью до 20-25 м, содержащий плохо окатанные обломки подстилающих магматических и метаморфических палеозойских пород. погруженных в красноцветную глинистую массу. На Оймашинской площади на породах фундамента залегает вулканогенно-доломитовая толща. Строение вышележащей части триасового разреза в литологическом отношении близко разрезу Жетыбай Узеньской ступени. Выделенные литологические толщи легко идентифицируются в разрезе. Главное отличие заключается в сокращении мощности всех толщ при изменении процентного соотношения осадочных и вулканогенных разностей в сторону увеличения туфогенной составляющей.

Юрско—неогеновый плитный комплекс развит в пределах нефтегазоносного бассейна повсеместно, достигая в депрессионных зонах мощности 4.0—4.5 км.

В структуре доплитного комплекса запада Туранской плиты выделяются Центрально-Мангышлакско-Карашорская и Туаркыр-Караауданская раннекиммерийские складчатые системы, где отложения верхней перми и триаса интенсивно дислоцированы [43]. Вне раннекиммерийских складчатых зон доплитный комплекс имеет пологоволнистое залегание, что дает возможность выделить здесь структурные элементы более низкого порядка.

Жетыбай—Узеньская ступень северного борта Южно-Мангышлакского платформенного прогиба в плане совпадает с южной частью Мангышлакской системы пермско-триасовой складчатой зоны, контактирующей с расположенным южнее Южно-Мангышлакским блоком с субгоризонтально залегающим триасовым комплексом. В доюрском разрезе ступени широко представлены надвиговые дислокации, во фронтальной части которых триас наиболее интенсивно дислоцирован [43]. В перекрывающем платформенном чехле им отвечают асимметричные антиклинальные зоны, содержащие скопления нефти и газа, как в юрских, так и в триасовых отложениях.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Гидрогеохимическая и гидродинамическая зональность глубокопогруженных нефтегазоносных структур исследовалась нами на примере наиболее изученных месторождений углеводородов запада Туранской плиты – Южный Жетыбай, Тасбулат (южная часть Жетыбай–Узеньской тектонической ступени), Северо-Ракушечное (Песчаномысско-Ракушечная зона сводовых поднятий) и Северное Карагие (Карагиинская седловина), входящих в состав Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна. Месторождения приурочены к разным тектоническим элементам и имеют различный стратиграфической диапазон локализации залежей углеводородов (см. рис. 1).

Газоконденсатное месторождение Северо-Ракушечное

Месторождение Северо-Ракушечное прилегает с юго-востока к взбросо-сдвигу северо-восточного простирания. Газоконденсатные залежи приурочены к вулканогенно-карбонатной толще среднего триаса. Месторождение является типичным примером вертикально-инъекционного механизма формирования гидрохимической и гидродинамической аномалий и сопутствующих им процессов эпигенетического порообразования в триасовом разрезе.

Зона разуплотнения проходит через свод поднятия. К зоне приурочены наиболее опресненные воды сульфатно-натриевого типа с минерализацией 15.7–20.1 г/л (рис. 2, табл. 1). Здесь же фиксируются высокие значения коэффициента негидростатичности ($K_{\rm Hr}$), достигающие 1.1–1.4 (рис. 3).

По мере удаления к крыльям поднятия возрастает минерализация вод до 62–73 г/л, тип их переходит в хлоркальциевый, отношение rNa/rCl снижается до 0.53–0.73 (скв. №№ 13, 15, 18),



Рис. 2. Схема гидрохимической зональности месторождения Северо-Ракушечное. *1* – изогипсы по кровле пласта "А"; *2* – изоминеры, г/л; *3*–*5* – скважины: *3* – продуктивные, *4* – с непромышленным притоком, *5* – ликвидированные; *6* – разломы по данным сейсморазведки.

коэффициент $K_{\rm Hr}$ уменьшается до 0.94—0.97 (скв. №№ 18, 30). При росте минерализации пластовых вод от свода структуры к крыльям на фоне снижения коэффициента $K_{\rm Hr}$ проявляется строгая взаимосвязь между минерализацией и $K_{\rm Hr}$ (рис. 4).

Гидрохимическая, гидродинамическая аномалии и их площадная зональность, величина коэффициента К_{нг} также тесно связаны со структурным планом месторождения. При удалении от свода к крыльям поднятия с увеличением глубины кровли коллектора происходит уменьшение величины К_{нг} как в пределах основной залежи,

так и в опущенном северо-западном блоке, причем градиент для залежи остается единым (рис. 5).

Для месторождений Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий отмечена общая особенность — в контуре нефтегазоносности установлен вторичный тип карбонатного коллектора представленный, в основном, доломитами и доломитизированными известняками, а за его пределами — известняками, незатронутыми процессами вторичных преобразований, пористость которых <3%.

Толщина карбонатного пласта T₂–A и карта эффективных и газонасыщенных толщин

ПОПКОВ и др.

		И, М					Содержание ионов, мг/л								
№ п/п	№ скв.	Интервал перфораци	Горизонт	Глубина, м	Удельный вес, г/см ³	ph	Cl−	SO_4^{-2}	HCO ₃	Ca ⁺	Mg ⁺	$Na^{+} + K^{+}$	Минера- лизация, г/	r <u>Na</u> rCl	Тип вод
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	7	3748-4100	$T_1^1 - T_2^4$	3910	1.0276	7.2	26341.0	202.8	573.4	380	156	16655.3	44.4	0.98	ХК
2	12	3883-3975	T_2^l	3770	1.0072	6.9	9225.0	1813.1	536.0	500	30	6417.4	18.5	1.07	СН
3	13	4055-4066	T_2^3	3600	1.043	6.4	42866.3	1141.5	122.0	10200	1020	14758.7	70.0	0.53	ХК
4	14	3992-4137	T_{2}^{2-4}	_	1.0156	7.5	14525.0	1906.0	341.0	560	282	9289.5	26.9	0.99	XM
5	15	4114-4140	T_2^2	3500	1.041	4.9	38544.0	383.0	98.0	5000	720	18 117.8	62.8	0.73	ХК
6	17	4260-4351	T_1^1	_	1.0227	4.0	19998.0	1320.0	0	1430	720	10619.7	37.4	0.82	ХК
7	18	3945-3964	T_2^l	_	1.0376	5.9	44543.6	68.0	305.0	1050	30	27744.1	73.7	0.96	ХК
8	20	3931-4025	T_{2}^{1-2}	3830	1.0328	7.4	26719.0	97.1	835.0	318	48	17218.8	45.6	0.99	ХК
9	22	3968-3989	T_2^l	_	1.00093	7.2	10250.6	1962.9	317.2	460	42	7095.1	20.1	1.07	СН
10	23	3835-3850	T_2^l	—	1.0098	_	7597.0	2045.0	195.3	240	72	5567.1	15.7	1.13	СН
11	229	3806-3826	T_2^2	_	1.0068	7.4	8107.0	1327.0	317.0	430	66	5391.9	15.6	1.03	СН

Таблица 1. Результаты химического анализа подземных вод триасовых отложений месторождения Северо-Ракушечное.

Примечание. Тип вод: СН – сульфатнонатриевый, ХМ – хлормагниевый, ХК – хлоркальциевый.

коллектора Северо-Ракушечного месторождения имеют высокий элемент подобия [52], что может свидетельствовать о связи процессов выщелачивания известняков, их доломитизации (гидрохимический эпигенез и метасоматоз) и насыщения сформировавшейся эффективной емкости углеводородов.

Очевидно, что основные каналы внедрения агрессивных (углекислых) флюидов тяготели к своду структуры, наиболее подверженному деформациям растяжения, приводящим к образованию участков повышенной трещиноватости низкопроницаемых пород. Процессы выщелачивания образуют емкость резервуара, заполняемого мигрирующими флюидами, обладающими высоким газосодержанием. Это сопровождается формированием контрастных гидродинамических аномалий, пространственно совпадающих с зонами максимальных значений эффективных газонасыщенных мощностей каверновых коллекторов (рис. 6).

С удалением от каналов внедрения флюидальной системы и ареала их внутрипластовой разгрузки происходит не только выравнивание пластовых давлений и гидрохимического фона, но и исчезновение эффективной емкости на фоне перехода доломитов и доломитизированных известняков, контролирующих залежь, в практически лишенную проницаемости матрицу, представленную известняками. Незатронутые процессами вышелачиванием известняки вне контура нефтегазоносности (матрица), характеризуются значением удельного веса ~2.68 г/см³, в то время как внутри контура среднее значение плотности доломитизированных разностей коллектора составляет 2.78 г/см³. Таким образом, процесс доломитизации сопровождается повышением плотности вступивших в реакцию известняков, а течение самой реакции подчиняется закону Ла-Шателье [19],



Рис. 3. Схема гидродинамической зональности месторождения Северо-Ракушечное.

1-3-скважины: 1- продуктивные, 2-с непромышленным притоком, 3-ликвидированные; 4-изолинии K_{нг}; 5-изоминеры, г/л; 6- разломы по данным сейсморазведки

в результате чего формируется дополнительная емкость.

В свете изложенного, формирование вторичных коллекторов, залежей углеводородов, гидрохимических и гидродинамических аномалий месторождения является следствием проявления единого природного процесса, связанного с внедрением глубинных агрессивных флюидов.

Нефтегазовое месторождение Южный Жетыбай

В пределах Жетыбай—Узеньской тектонической ступени, осложняющей северный борт Южно-Мангышлакского платформенного прогиба, в триасовом комплексе выявлен ряд мел-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

ких и средних по величине запасов нефтяных, нефтегазовых и газоконденсатных месторождений, наиболее крупными из которых являются Южный Жетыбай, Тасбулат, Западный Тасбулат, Каменистое и др., находящиеся в настоящее время в разработке. Месторождения связаны с системой принадвиговых антиклинальных складок субширотного простирания, залежи углеводородов которых являются тектонически экранированными.

Подземные воды триасовых отложений южной части Жетыбай—Узеньской ступени вскрыты скважинами на глубинах от 2900 до 4600 м. Их минерализация колеблется от 1.1—5.9 г/л (Южный Жетыбай, скв. № 25; Пионерская, скв. № 1) до



Рис. 4. Связь минерализации пластовых вод карбонатного пласта "А" и коэффициента негидростатичности К_{нг} – месторождение Северо-Ракушечное.

85.1—157.0 г/л (Баканд, скв. № 1; Южный Жетыбай, скв. № 15).

Отличительной особенностью химического состава вод пониженной минерализации является повышенное содержание сульфатов, гидрокарбонатов, при невысоких концентрациях кальция, магния, йода и брома, а значения ph изменяются в пределах от 5.8 до 8.6. Достоверность химических анализов подтверждается результатами изучения состава подземных вод, полученных из скважин с переливающими притоками (Южный Жетыбай, скв. №№ 22–26; Тасбулат, скв. № 9; Западное Тенге, скв. № 1 и др.).

В скважине Западное Тенге (скв. № 1) 26 декабря 1974 г. при глубине забоя 4178 м произошел выброс пластовых вод ГН (rNa/rCl = 1.1) типа с минерализацией 19.9 г/л. В составе растворенного газа содержание (в %) СО₂ достигало 72.3 (!); азота – 15.4; метана – 10.4; тяжелых углеводородов – 1.29%, а доля редких газов (He, Ar) – 0.043 и 0.186, соответственно.

Такой состав воды В.Н. Корценштейн [27] отнес к довольно редкому типу вод Наугейм по имени известного бальнеологического курорта в долине горного хребта Таунус (Германия) и предположил глубинный источник углекислого газа. После ликвидации последствий выброса и крепления скважины при испытании интервала 3250— 3213 м был получен приток пластовых вод близкой (15.2 г/л) минерализации, также гидрокарбонатно-натриевого типа (rNa/rCl = 1.2).

В скважине Пионерская-1 из интервалов глубин 4640—4612 и 4540—4569 м (нижний триас) получены переливающие притоки пластовых вод с



Рис. 5. Зависимость коэффициента негидростатичности К_{нг} от отметки кровли карбонатного пласта "А" – месторождение Северо-Ракушечное.

минерализацией 5.9–6.6 г/л соответственно, при отношении rNa/rCl до 2.35–2.0 и содержании гидрокарбонатов до 2.6–2.9 г/л.

Южно-Жетыбайская антиклиналь по кровле среднего триаса имеет размер 11.5 × 2.1 км по контуру изогипсы –3250 м, осложненную двумя локальными поднятиями: Южно-Жетыбайское (Каржауское) и к востоку от него – Нормаульское. На южном крыле поднятия фиксируется крупный разлом, амплитуда которого достигает



Рис. 6. Связь коэффициента негидростатичности К_{нг} и эффективной мощности карбонатного пласта "А" (месторождение Северо-Ракушечное).



Рис. 7. Схема гидрохимической зональности триасового комплекса месторождения Южный Жетыбай. 1–8 – тип вод (по [50]) в скважинах: 1 – данные отсутствуют, 2 – гидрокарбонатно-натриевые, 3 – хлоркальциевые, 4 – хломагниевые, 5 – изоминеры (г/л), 6 – зона разуплотнения, 7 – разломы по данным сейсморазведки, 8 – гидрогеологические разрезы (см. рис. 9)

500 м. Промышленная нефтегазоносность установлена в юрских и триасовых отложениях.

В разрезе месторождения выделены юрский и триасовый водоносные комплексы. В юрской продуктивной толще в водоносных горизонтах получили развитие хлоркальциевые высокоминерализованные рассолы с минерализацией от 120— 140 до 180—190 г/л и уникально однородным составом, регионально выдержанным не только в пределах рассматриваемой структуры, но и всего бассейна [36]. Характерной особенностью вод юрской продуктивной толщи является отсутствие площадной гидрохимической и гидродинамической зональности.

Месторождение Южный Жетыбай является первым месторождением, открытым в доюрском комплексе на западе Туранской плиты в 1972 г. Первой скважиной, вскрывшей залежи углеводородов, была скв. № 4, при испытании которой из интервала глубин 3560–3607 м был получен приток газоконденсата и воды. Выполненный химический анализ показал, что пластовая вода имеет гидрокарбонатно-натриевый тип (rNa/rCl = 1.4) и характеризуется повышенными концентрациями гидрокарбонатов (976 мг/л) и сульфатов (1330.8 мг/л), при низких значениях содержания

кальция и магния (70 и 6.0 мг/л соответственно). Это был первый объект в доюрском комплексе, давший приток маломинерализованных (9.3 г/л) вод и установивший существование в разрезе Южного Мангышлака инверсионной гидрохимической зональности. Минерализация пластовых вод триасового комплекса оказалась в 20 (!) раз ниже, чем в залегающей выше юрской продуктивной толще.

Помимо вод гидрокарбонатно-натриевого типа в шести скважинах воды оказались хлоркальциевого типа с минерализацией от 10.4 до 157.0 г/л (скв. 24, 15), а в трех скважинах № № 19, 20 и 39, пробуренных к югу от разлома, осложняющего южное крыло антиклинали, тип вод оказался хлормагниевый при минерализации вод 1.7–27.7 г/л (табл. 2).

Для вод триасового комплекса установлена достаточно четкая плановая зональность, проявляющаяся в возрастании минерализации пластовых вод от свода структуры к крыльям. Здесь фиксируются два купола минимальных значений минерализации: Каржауский и Нормаульский (рис. 7).

По направлению к периклиналям складки минерализация вод возрастает до 25.0–48.5 г/л, а на северном крыле – до 157.0–159.0 г/л (скв. №№ 31,

Жетыбай.
Южный
месторождения
отложений
д триасовых
одземных во,
о анализа по
химическог
Результаты
блица 2.

Таблиі	ца 2.	Результаты хими	ческого	анализа под	земных вод	триас	OBEIX OTIC	жений ме	зсторожде	ния Южн	ный Жетн	ыбай.			
Š	Ž	Интервал	Гори-		Удельный	1		Co	держание	м ионов, м	п/л		Минера-	rNa	Тип
ш/ш	CKB.	перфорации, м	30HT	цлуоина, м	Bec, r/cm ³	ud	CI^-	SO_4^{-2}	HCO_{3}^{-}	Ca^+	Mg^+	$Na^{+} + K^{+}$	лизация, г/л	rCl	ВОД
-	2	3	4	5	6	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16
-	4	3560-3607	T_2^1	I	1.057	6.7	3633.6	1330.8	976	70	6	3268.3	9.3	1.39	ГКН
7	14	3560-3540	T_2^1	Ι	1.036		28613.0	1156.9	445.3	2857	1123	13908.4	48.4	0.75	XK
ю	15	3018-3011	T_3	Ι	1.112	I	96549.8	4.94	91.5	15516.9	1108.4	42706.4	157.0	0.68	XK
4	18	3121-3250	T_2^{3-4}	3100	1.04	5.8	51439.5	1834.5	707.6	4800	1200	26744.8	86.6	0.80	XK
5	19	3732-3788	T_2^3	3000	1.0066	7.6	6057.7	1399.1	183	350	906	2594.6	11.4	0.66	XM
9	20	3491-3507	T_2^4	3200	1.001	6.8	846.7	125.9	195.2	40	120	415.7	1.7	0.76	ХM
٢	22	3354-3431	T_2^{l-2}	Перелив	1.008	7.2	10120.7	66.7	1134.6	50	18	6926.2	18.3	1.06	ГКН
8	23	3524-3800	T_2^1	Перелив	1.0131	7.3	12 283.7	48.5	1049.2	100	30	8207.1	21.7	1.03	ГКН
6	24	3600-3690	$T_2^1 - T_2^1$	Перелив	1.0028	6.4	6184.1	4.1	317.2	650	132	3137.8	10.4	0.78	XK
10	25	3381-3500	T_1^2	Перелив	1.0001	6.8	297.7	122.6	317	8	0	361.9	1.1	1.88	ГКН
11	26	3582-3640	$\mathrm{T}_2^{\mathrm{l}}$	Перелив	1.0128	6.5	12 982.4	26.3	1708	170	30	8817.0	23.7	1.05	ГКН
12	26	3582-3640	T_2^1	Перелив	1.0138	6.8	13453.0	34.0	1708	130	108	9028.1	24.4	1.04	ГКН
13	26	3582-3640	T_2^1	Перелив	1.0128	7.3	13 358.7	24.7	1708	150	54	9038.9	24.3	1.04	ГКН
14	26	3582-3640	T_2^1	Перелив	1.0126	7.7	13640.9	19.8	1537.2	100	114	9102.1	24.5	1.03	ГКН
15	26	3582-3640	T_2^1	Перелив	1.0138	7.7	13829.0	41.2	1634.8	90	78	9348.8	24.9	1.04	ГКН
16	28	4020-4040	T_1^1	4000	1.0215	6.4	25024.0	9.0	451	2560	480	12559.9	41.0	0.77	XK
17	38	3510-3535	T_2^1	I	1.0000	6.8	761.1	4.1	317	90	12	489.0	1.7	0.99	ХM
18	39	3970–3935	T_1^1	3859	1.0148		15334.2	1587.6	390.4	370	354	9765.9	27.7	0.98	XM
19	40	4009-4054	T_2^1	3900	1.0098	6.8	7431.1	3208	597.8	600	630	4727.9	17.1	0.98	XK
Приме	чание	. Тип вод: ГКН – гі	идрокарб	онатно-натри	tевый, XM –	Mdoitx	агниевый,	ХК – хлор	кальциевы	й.					

50

15, 14). Параллельно с ростом минерализации изменяется и тип вод. Если на юге месторождения, за надвигом, получили развитие воды хлормагниевого состава, то на периклиналях и крыльях вскрываются хлоркальциевые воды, замещающиеся в центральной части месторождения (скв. №№ 4, 26, 22, 25, 23, 38) водами гидрокарбонатно-натриевого типа.

Помимо хлормагниевых вод в ряде других площадей отмечены воды сульфатно-натриевого типа, которые рассматривалось в большинстве случаев, как результат некачественного опробования, когда в продукции скважины, помимо пластовых вод могли присутствовать технологические воды. Однако такие объяснения были вполне логичными, когда минерализация проб была сопоставима с исходной минерализацией технических вод. Но объяснить появление вод сульфатно-натриевого и хлормагниевого типов с минерализацией 1.1-1.7 г/л (площади Сарсенбай, Ташкум, Южный Жетыбай), причем отобранных на самоизливе и в кратно меньшей, чем исходная минерализация технических вод, простым смешением их с пластовыми водами, оказалось невозможным.

Для объяснения этого явления был предложен механизм обратной метаморфизации первичноседиментогенных хлоркальциевых пластовых вод углекислыми гидрокарбонатно-натриевыми маломинерализованными водами [32]. Избыток углекислоты и гидрокарбонатов стимулировал вывод кальция из раствора, и, как следствие, сдвиг карбонатного равновесия, перераспределение ионных пар и формирование сульфатно-натриевого типа вод [32].

На месторождении Южный Жетыбай данный механизм проявляется четко на характере взаимосвязи между содержанием анионов и катионов, определяющих карбонатное равновесие в водах. Повышение содержания в водах гидрокарбонат-иона сопровождается уменьшением в них иона кальция. Наглядно эта связь прослеживается от периферии структуры к своду (см. рис. 7). В скважинах № 15 и № 14, расположенных на северном крыле и восточной периклинали, содержание гидрокарбонат-иона составляет 1.5-7.3 мг-экв/л, а кальция — 142.9—775.8 мг-экв/л. В сводовых скважинах содержание гидрокарбонатов возрастает до 25.4-28.0 мг-экв/л, а концентрация кальция снижается до 0.4-8.5 мг-экв/л (скв. 25 и 26). Тип вод при этом сменился с хлоркальциевого на гидрокарбонатно-натриевый, а минерализация вод уменьшилась с 48.5–157.0 до 1.1-23.7 г/л.

Кроме плановой гидрохимической зональности присутствует вертикальная зональность,

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

выраженная менее контрастно и охарактеризованная ограниченным объемом информации. В скважине № 19 минерализация пластовых вод с глубиной уменьшилась с 20.2 г/л (инт. 3455–3496 м) до 14.6 г/л (инт. 3620–3258 м); в скважине 26 – с 40.0 до 19.7 г/л (инт. 3290–3330 м и 3360–3380 м соответственно).

На месторождении отчетливо проявляется также плановая гидродинамическая зональность, заключающаяся в снижении величины $K_{\rm Hr}$ от 1.1–1.14 в присводовых участках складки, до 1.0 и ниже на крыльях и периклиналях (см. рис. 7, рис. 8, рис. 9).

Приведенные данные свидетельствуют о приуроченности триасовых залежей углеводородов месторождения Южный Жетыбай к линейной зоне разуплотнения пород субширотного простирания, совпадающей с присводовой частью антиклинали. Прямым подтверждением этому является расположение всех продуктивных скважин № 26, 22, 25, 4, 23, 38, 24, 28, 17 в зоне разуплотнения, а непродуктивных скважин № 37, 36, 20, 30, 31, 21, 15, 29 — вне зоны разуплотнения (см. рис. 7).

Кроме того, практически во всех продуктивных скважинах помимо притоков углеводородов были получены притоки маломинерализованных вод, причем довольно внушительные. В частности, при опробовании скважины № 26 дебит воды на штуцере 7 мм составил 77.8 м³/сут., а на 17 мм – 355 м³/сут. Дебит газа при этом увеличился с 95 до 216 тыс. м³/сут., а конденсата – с 4.8 до 12.8 м³/сут. Скважина долгое время находилась в эксплуатации, однако заметного роста обводненности продукции не произошло. Аналогичные результаты получены в скважинах №№ 25, 38, 22.

Выделенная зона разуплотнения является здесь единственной проницаемой зоной, обеспечивающей миграцию флюидов, в том числе - углеводородов, - в блоках плотных непроницаемых пород, а вместе с тем контролирует реакционные объемы эпигенетического порообразования и морфологию вторично-наложенных резервуаров нефти и газа. Обеспечивая вертикальную миграцию флюидов, эта зона четко выражена гидрохимически и гидродинамически на площади месторождения. Превышение пластового давления над гидростатическим в зоне разуплотнения достигает 7.4 Мпа. Гидродинамическая аномалия со значениями К_{нг} > 1 совпадает в плане с гидрохимической и полностью находится в пределах зоны разуплотнения (см. рис. 7). Локальный характер аномалий подтверждает молодой возраст вызвав-



Рис. 8. Схема гидродинамической зональности триасового комплекса месторождения Южный Жетыбай. 1–8 – пип вод (по [50]) в скважинах: 1 – данные отсутствуют, 2 – гидрокарбонатно-натриевые, 3 – хлоркальциевые, 4 – хлормагниевые, 5 – изогипсы карбонатного пласта среднего триаса, 6 – изолинии К_{нг}, 7 – разломы по данным сейсморазведки, 8 – гидрогеологические разрезы (см. рис. 9)

шего их процесса, который либо закончился совсем недавно, либо еще продолжается.

Нефтегазовое месторождение Тасбулат

Располагающееся к востоку от Южно-Жетыбайского месторождение Тасбулат находится с ним в сходных структурных условиях. Скопления углеводородов установлены в юрской продуктивной толще и отложениях триаса. Антиклиналь (10.0×2.5 км) приурочена к фронтальной части субширотного надвига. Триасовые отложения претерпели интенсивные деформации, в результате чего на пересекающих складку сейсмических разрезах регулярные отражения не фиксируются (рис. 10).

В скв. № 10, принимающейся во многих построениях в качестве сводовой, из триасовой части разреза поднят керн с вертикальным залеганием слоев, насыщенных фауной пелеципод [43]. В других скажинах в кернах отмечены углы падения слоев, достигающие десятков градусов.

Как и на Южном Жетыбае, в юрских пластахколлекторах получили развитие хлоркальциевые рассолы с минерализацией 150—170 г/л, а по отдельным пробам — до 192.6 г/л. Солевой состав представлен, в основном, хлоридами щелочей и щелочноземельных металлов при постоянном микрокомпонентном составе (мг/л):

- литий (10.0–12.5);
- рубидий (4.0–5.5);
- цезий (не более 0.03);
- стронций (362–550);
- бром (207-452);
- йод (10-12);
- бор (13-16);
- калий (950-1875).

Ниже зоны распространения юрских хлоркальциевых рассолов в отложениях триаса вскрыты воды с минерализацией 17—31 г/л. В этих водах отмечены невысокие концентрации кальция, магния, йода, брома и повышенные содержания гидрокарбонатов (1407 мг/л), сульфатов (1524 мг/л), на фоне которых зафиксирована контрастная гидрогеохимическая аномалия по йоду (скв. №№ 16, 19).

Для подземных вод триасового комплекса в пределах месторождения установлена плановая



Рис. 9. Схематические геолого-гидрогеологические профили по линиям I–I' и II–II' месторождения Южный Жетыбай. *1*–2 – залежь: *1* – газоконденсатная, *2* – нефтяная; *3* – интервалы опробования (цифры: слева – в числителе пластовое давление, атм; справа в числителе – тип флюида, Г – газ, К – конденсат, В – вода, Н – нефть, С – интервал "сухой"; в знаменателе – притоки промышленный (закрашен), непромышленный (не закрашен))

гидрогеологическая зональность, проявляющаяся в постепенном росте минерализации вод от свода структуры к крыльям и периклиналям (рис. 11).

Кроме плановой на месторождении установлена и вертикальная гидрохимическоя зональность, проявляющаяся в возрастании минерализации вод снизу вверх. Наиболее контрастно эта тенденция отмечена в скважинах № 19 и № 26. В скв. № 9 минерализация вод по шестисотметровому разрезу изменяется незначительно – 25.4– 27.5 г/л. Гидродинамическая зональность на месторождении выражена менее отчетливо, поскольку значения коэффициента К_{нг} изменяются в очень узких пределах – 0.98–1.02.

Продуктивные скважины №№ 9, 10, 19, 27 и 26 расположены в зоне повышенной дислоцированности триаса, приуроченной к фронту надвига. Ее ширина составляет немногим более 1 км. С этой зоной связаны основные объемы эпигенетического порообразования, за пределами которой (скв. №№11, 16) проницаемые интервалы методами промысловой геофизики не выделяются. Эта зона четно выражена гидрохимически и гидродинамически.

Нефтяное месторождение Северное Карагие

В отличие от рассмотренных нами месторождений скопление нефти в регионе Северного Карагие приурочено к верхнему триасу. Однако интенсивные нефтегазопроявления были отмечены и в отложениях вулканогенно-карбонатного комплекса среднетриасовых отложений, промышленные притоки из которого получены также на соседних площадях (Кариман, Долинное). Месторождение Северное Карагие расположено в северной части Карагиинской седловины. Размеры структуры составляют 6.0 × 5.5 км, амплитуда равна 70 м (рис. 12).

Пласты-коллекторы верхнего триаса представлены песчаными пачками мощностью от 4 до 8 м с открытой пористостью 11–12%. При их опробовании в скважине Северное Карагие-1 получен приток нефти с газом с дебитами, соответственно, 52 м³/сут. и 10.5 тыс. м³/сут. на 8 мм штуцере при забойном давлении 280 атм. и депрессии 194.8 атм. Максимальный дебит нефти 108.0 м³/сут. на 9 мм на штуцере получен в скв. № 5, минимальный (до 0.8 м³/сут.) – в скв. № 16.

В вулканогенно-карбонатной толще среднего триаса развиты коллекторы преимущественно

53



Рис. 10. Временной сейсмический разрез по линии "Тасбулат-Восточный Жетыбай". *Отражающие горизонты*: Ш – подошва неокома; V_1 – подошва юры; V_2^{II} – кровля карбонатного комплекса среднего триаса; $\mathrm{V}_2^{\mathrm{IV}}-$ подошва карбонатного комплекса среднего триаса; VI_1- подошва нижнего триаса.



Рис. 11. Схема гидрохимической зональности месторождения Тасбулат. *1–2* – скважины (цифры: слева – номер скважины; справа в числителе – минерализация, г/л; внизу – К_{нг}): *1* – про-дуктивные, *2* – с непромышленным притоком; *3* – изоминеры, г/л; *4* – изогипсы по кровле продуктивного пласта; *5* – разломы по данным сейсморазведки

		И, М			Содержание ионов, мг/л		п								
№ п/п	№ скв.	Интервал перфораци	Горизонт	Глубина, м	Удельный вес, г/см ³	ph	Cl-	SO_4^{-2}	HCO ₃	Ca ⁺	Mg^+	$Na^{+} + K^{+}$	Минера- лизация, г//	<u>rNa</u> rCl	Тип вод
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	9	3670-3810	T_{1}^{1-2}	Перелив	1.0140	7.4	15616.4	268.4	561.2	280	30	10080.7	26.7	1.00	XM
2	9	3335-3358	T_2^1	Перелив	1.0120	8.6	15677.0	571.2	439.2	80	12	10482.1	27.5	1.03	гкн
3	9	3430-3451	T_2^1	3420	1.0184	7.2	13420.0	1107.7	1407	133	34.34	9539.2	25.8	1.10	ГКН
4	9	3215-3235	T_2^1	_	1.0205	6.9	13594.3	821.3	1154	143	22.89	9429.7	25.4	1.07	гкн
5	19	3114-3152	T_2^1	3100	1.0183	7.2	17025.8	2181.0	366	500	504	10711.5	31.2	0.97	XM
6	19	3455-3496	T_1^1	1360	1.0113	6.4	9876.0	2845.0	280	620	606	6039.3	20.2	0.94	XM
7	19	3620-3658	T_1^1	3600	1.0112	5.7	6267.5	3146.3	256	350	726	3926.4	14.6	0.97	XM
8	26	3290-3330	T_1^2	Перелив	1.0242	6.0	22826.5	1094.0	903	1050	402	13706.5	40.0	0.93	XM
9	26	3360-3380	T_1^2	3300	1.0129	8.1	10157.0	1524.0	634.4	240	348	6633.7	19.7	1.01	СН
10	27	3338-3350	T_1^2	Перелив	1.0137	7.1	16933.8	270.0	768.4	190	66	11050.4	29.3	1.01	СН

Таблица 3. Результаты химического анализа подземных вод триасовых отложений месторождения Тасбулат.

Примечание. Тип вод: ГКН – гидрокарбонатно-натриевый, СН – сульфатнонатриевый, ХМ – хлормагниевый.

каверново-порового и трещинного типов. Каверново-поровые коллекторы обладают высокими емкостными свойствами: открытая пористость достигает 25.5%, а проницаемость — 343 × 10⁻³ мкм². Трещинный тип коллектора в объеме емкостных характеристик составляет 0.1—1.0%, и определяет, в основном, фильтрационную характеристику продуктивной толщи среднего триаса.

Водоносные горизонты юрской продуктивной толщи в пределах месторождения остались не изученными, однако, можно предположить, что гидрохимический облик их не будет отличаться от хлоркальциевых рассолов месторождений Северо-Западный Жетыбай, Южное Карагие, Тарлы и других близ расположенных структур. Как правило, это типичные хлоркальциевые рассолы с минерализацией от 120–140 до 160–180 г/л.

Инверсионные воды вскрыты на глубинах 3400–4000 м во всех отделах триаса, при этом практически из всех интервалов получены переливающие притоки, т.к. альтитуды скважин расположены на отметках –60...–89 м (табл. 4). В связи с этим гидрохимический материал по месторождению имеет высокую степень достоверности (рис. 13).

Гидрохимические закономерности месторождения Северное Карагие как в плане, так и в разрезе, весьма сходны с рассмотренными выше. В присводовых скважинах получены притоки маломинерализованных вод гидрокарбонатно-натриевого и сульфатнонатриевого типов с минерализацией 11.4—17.1 г/л. К северу, наряду с ростом минерализации до 26 г/л, тип вод сменяется на хлоркальциевый (скв. № 7). При этом данные по скв. № 7 неоднозначны, поскольку получены по результатам пластоиспытаний.

Вертикальная гидрохимическая зональность доюрского комплекса на месторождении носит инверсионный характер, подтверждением, чему служат результаты опробования скв. № 2. Из среднетриасовых отложений в интервале 3863–3880 м получен переливающий приток нефти и воды дебитом 2.4 м³/сут. Минерализация воды составила 11.4 г/л, а коэффициент гNa/rCl – 1.16 (гидрокарбонатно-натриевый тип). В водах отмечены высокие концентрации гидрокарбонатов (1621 мг/л), величины ph (7.4) и очень низкие со-держания кальция (23 мг/л) и магния (8 мг/л).

Вверх по разрезу наряду с ростом минерализации до 40.5 г/л происходит резкое увеличение концентрами кальция — до 6120 мг/л и магния до 396 мг/л. Кроме того, в верхнетриасовых пробах увеличивается доля сульфатов. Гидродинамическая зональность триасового комплекса место-

-															
		Интервал перфорации, м		Глубина, м	Удельный вес, г/см ³	ph		Содерж		Г					
№ п/п	№ скв.		Горизонт				Cl-	SO_4^{-2}	HCO ₃	Ca ⁺	Mg^+	$Na^{+} + K^{+}$	Минера- лизация, г/	<u>rNa</u> rCl	Тип вод
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	1	3820-3845	T_{2}^{1-2}	3550	1.0042	7.2	5319.0	1500.0	433.0	336	148	3669.4	11.4	1.06	СН
2	2	3868-3884	T_2^1	3700	1.0090	_	9038.3	659.2	976.0	210	14	6272.4	17.1	1.07	СН
3	2	3320-3336	T_3^2	3300	1.0262	6.2	23689.2	1502.0	414.8	6120	396	8457.4	40.5	0.55	XK
4	2	3660-3666	T_2^4	3610	1.0100	6.8	8437.8	1387.6	170.8	1800	360	3463.6	15.6	0.63	XK
5	2	3863-3880	$T_1^1 \\$	Перелив	1.0077	7.4	5496.0	52.0	1621.0	23	8	4155.7	11.4	1.17	ГКН
6	3	3850-3874	T_2^l	Перелив	1.0070	6.7	7313.0	2234.4	780.0	400	480	4759.5	15.9	1.00	XM

Таблица 4. Результаты химического анализа подземных вод триасовых отложений месторождения Северное Карагие.

Примечание. Тип вод: ГКН – гидрокарбонатно-натриевый, СН – сульфатнонатриевый, ХМ – хлормагниевый, ХК – хлоркальциевый.

рождения Северное Карагие проявляется отчетливо. Максимальные значения коэффициента $K_{\rm Hr}$ приурочены к присводовой части структуры и заметно уменьшаются к северу и востоку (скв. №№ 4, 7). В отличие от Южно-Жетыбайского, Тасбулатского и Северо-Ракушечного месторождений здесь зафиксированы более высокие значения коэффициента $K_{\rm Hr}$ (1.24–1.27). Превышение пластовых давлений над условным гидростатическим давлением достигает 12.4 МПа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Открытие и промышленное освоение нефтегазовых месторождений в доюрском разрезе Южного Мангышлака позволило получить новые гидрогеологические данные о подземных водах региона. Здесь в отложениях триаса и палеозоя были вскрыты как хлоркальциевые рассолы с минерализацией до 191.3 г/л (площади Каунды, Темирбаба и др.), так и щелочные воды, минерализация которых составляет 1.1-83.4 г/л (Южный Жетыбай, Оймаша, Пионерская и др.). Появление глубинных опресненных вод в нижних горизонтах разреза Южно-Мангышлакского прогиба на региональном гидрохимическом фоне высокоминерализованных подземных вод обусловливает образование инверсионной гидрохимической зональности [28, 32, 37, 48].

Зонам развития инверсионных вод (гидрохимическим аномалиям) соответствуют в плане гидродинамические аномалии, которые, в связи с отсутствием данных по статическим уровням и невозможностью построения схемы распространения приведенных пластовых давлений, оценивались нами по коэффициенту К_{нг}, представляющему собой отношение пластового давления к нормальному гидростатическому давлению. Сравнительный анализ результатов гидрохимических (минерализация вод) и гидродинамических (К_{нг}) исследований указывает на взаимосвязь, выражающуюся экспоненциальной зависимостью, проявляющейся как на региональном, так и локальном уровнях (рис. 14).

При этом непродуктивные структуры характеризуются повышенной минерализацией (более 45–50 г/л) и невысокими (до 1) значениями К_{нг}. Особенностью гидрохимических и гидродинамических аномалий является их приуроченность к зонам максимальных газонасыщенных мощностей, что иллюстрируется на графике зависимости эффективной газонасыщенной мощности каверновых коллекторов пачки "А" Северо-Ракушечного газоконденсатного месторождения от коэффициента К_{нг} (см. рис. 6).

Глубинные опресненные воды характеризуются различными гидрохимическими типами — от гидрокарбонатно-натриевых до хлоркальциевых. При этом воды гидрокарбонатно-натриевого типа имеют минерализацию от 1.1 до 22.0 г/л при средних значениях 10.0—12.0 г/л, воды сульфатно-натриевого типа более минерализованы — 12—



Рис. 12. Схема гидродинамической зональности месторождения Северное Карагие. *1*–*2* – скважины: *1* – с промышленными притоками, *2* – ликвидированные (справа – минерализация, г/л, слева: тип вод (по [50]): ГКН – гидрокарбонатно-натриевые, СН – сульфатнонатриевые, ХМ – хломагниевые; ХК – хлоркальциевые); *3* – изолинии К_{нг}; *4* – кровля коллектора (верхний триас); *5* – разломы

29 г/л. Для хлормагниевых и хлоркальциевых вод пределы колебаний минерализации составляют 15–40 и 24–83 г/л и более. Как было показано выше, в своде структур развиты наименее минерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого или сульфатнонатриевого типов. По мере продвижения к крыльям и периклиналям минерализация вод возрастает, тип вод сначала становится хлормагниевым, а затем – хлоркальциевым.

Следовательно, вблизи каналов внедрения при значительных объемах флюида рассоление будет достигать максимума, а при удалении от них течение процесса замедляется, в результате чего обратная метаморфизация завершается на сульфатнонатриевом или хлормагниевом типах вод. Вне зон влияния восходящей флюидальной системы тип вод остается хлоркальциевым, не отличаясь от типичных хлоркальциевых рассолов глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов, характерных для закрытых бассейнов.

Восходящая миграция газонасыщенных флюидов в верхние стратиграфические горизонты приводит также к росту пластовых давлений в пласте относительно окружающего фона. При удалении от каналов внедрения происходит постепенное выравнивание гидродинамических и



Рис. 13. Гидрогеологический разрез месторождения Северное Карагие. *Характер пластового флюида*: H – нефть; Γ – газ; B – вода; C – отсутствие притока; P – пластовое давление, атм; Q – дебит в м³/сут. (нефть и вода), тыс. м³/сут. (газ). *I* – интервал испытаний

гидрохимических характеристик, когда минерализация вод достигает рассолов (146—181 г/л), а пластовое давление приближается к гидростатическому уровню. Аналогичная зональность проявляется и в распределении $K_{\rm Hr}$, максимальные значения которого фиксируются в своде поднятий, а минимальные — на крыльях и периклиналях. Помимо этого выравнивание гидродинамического фона ($K_{\rm Hr} = 1$) сопровождается исчезновением емкости выщелачивания в горных породах.

Аналогичная гидродинамическая обстановка наблюдается на юго-востоке и на юго-западе Прикаспийской впадины, где локальные зоны пъезомаксимумов установлены в Елемес Астраханское, Западно- и Центрально-Астраханское, коэффициенты аномалийности на которых изменяются от 1.4–1.6 до 1.9–2.1, при этом области, расположенные за контуром залежей, характеризуются, как правило, нормальными гидростатическими давлениями [6, 15, 39, 46]. Данная закономерность отчетливо прослеживается в других нефтегазоносных регионах, что может свидетельствовать об универсальности этого явления [10, 11, 18, 30, 36, 51].

Коллекторские свойства пород в условиях больших глубин являются вторичными и имеют метасоматическую природу. Площадь участков их развития в рассмотренных примерах соответствуют размерам антиклинальных структур, что отражает, по нашему мнению, масштабы латеральной составляющей локализованных инъекций агрессивных флюидов в доюрские отложения Мангышлака. Данное воздействие обусловлено повышенной энергетикой глубинных инверсионных вод (для стратисферы), а также активным и многогранным физико-химическим влиянием флюидов на породы [20, 34].

Повышенная энергетика глубинных инверсионных вод является фактором формирования гидродинамических аномалий с их активной деформирующей ролью. Физико-химическое воздействие флюидов на породы является сочетанием аномально низкой вязкости газоводяных систем критического состояния, связанных постепенными переходами с перегретыми маломинерализованными водами, и их повышенной агрессивностью по отношению к практически всем минеральным компонентам пород.

Литокатагенные подземные воды (рассолы хлоркальциевого типа) находятся в квазиравновесном состоянии с вмещающими породами [35]. При внедрении в флюидопородную систему глубокозалегающих комплексов перегретых маломинерализованных вод с высоким щелочным резервом и повышенными парциальными давлениями кислых газов происходит растворение карбонатных, силикатных и кремнеземных минеральных фаз. В данном случае деформационное разуплотнение пород сочетается с активным разуплотняющим эффектом их метасоматических преобразований [4, 35, 56, 57, 64, 72].

Эти заключения находятся в соответствии с известными данными о строении триасовых резервуаров и залежей Южного Мангышлака. Лабораторные исследования кернового материала показали, что в продуктивной вулканогенно-карбонатной толще триаса присутствуют трещинные, порово-трещинные и каверново-поровые типы коллекторов [31, 47]. Матрицей трещинных коллекторов являются участки породы, лишенные трещин. Проницаемость водонасыщенной матрицы имеет крайне низкие значения, не превышающие 0.01×10^{-3} мкм². Емкостью поровотрещинных коллекторов служат первичные и вторичные пустоты. Вторичные коллекторы приурочены к участкам наложенной доломитизации, т.е. имеют метасоматическую природу. Аналогичное происхождение имеют и каверново-поровые коллекторы, связанные с кавернозными доломитами.

Характерно, что в прослоях кристаллических и пелитоморфных известняков присутствуют реликты раковин микроорганизмов, оолитов, карбонатных обломков. Реликты первичной органогенной, оолитовой или обломочной структур сохранились и в доломитах, карбонатно-кремнистых породах. Карбонатно-кремнистые породы являются продуктом интенсивного окремнения известняков и доломитов. Определенная часть объема вторичных пустот (тупиковые части трещин, трещины с раскрытостью менее 2 мкм²) занята остаточной водой. Коллекторы трещинного типа присутствуют во всех типах пород [26, 31]. Аналогичная ситуация с коллекторскими свойствами триасовых отложений свойственна и для территории Предкавказья [42].

(a) М, г/л 140 (б) М, г/л 120 60 100 4020 80 1.2 K_{нг} 0.9 1.0 1.1 60 40 20 1.4 K_{hf} 0.9 1.0 1.2 1.3 1.1

Рис. 14. Зависимость степени рассоления первичных седиментогенных вод от коэффициента негидростатичности К_{нг}.

(а) – для жесторождений Запада Туранской плиты;
(б) – Северо-Ракушечное газоконденсатное месторождение.

Установлено, что горизонты вторичных коллекторов, развитых в различных литологических разностях пород, образуют в триасовом разрезе месторождений единый резервуар сложной морфологии [26]. Средние значения трещинной пористости при этом сохраняются независимо от исходного состава пород. Изменение мощности каверновых коллекторов происходит за счет замещения, а не выклинивания кавернозных пород, о чем свидетельствует постоянство мощности продуктивных пачек. Положение водонефтяных и газоводяных контактов достоверно не обосновано ни по одной залежи как методами промысловой геофизики, не позволяющими оценить характер насыщения коллекторов, так и результатами опробования ввиду отсутствия объектов, из которых получены притоки пластовой воды ниже границы залежей [25].

Таким образом, совпадение гидрохимических и гидродинамических аномалий с зонами повышенных значений эффективных мощностей и залежами углеводородов указывает на единство процессов их формирования, контролируемых внедрением в осадочный покров агрессивных

59

глубинных флюидов. В связи с этим, формирование скоплений углеводородов в доюрском разрезе Мангышлака можно представить в следующим образом [40].

Углеводороды, мигрирующие в разрезе низкопроницаемых пород по глубинным каналам, при возможности свободной разгрузки на дневную поверхность либо не образуют залежей, либо образуют жильные скопления тяжелых нефтей и битумов. При затухании флюидопотока на глубине при недостаточности его энергии для прорыва мощных покрышек, избыточное давление в канале миграции, превышающее горное давление, приводит к гидроразрыву пластов и углеводороды получают возможность латерального проникновения в прилегающие пласты.

Метасоматические процессы приводят к образованию вторичного резервуара, при заполнении которого углеводороды формируют залежи со сложной морфологией, сочетающей элементы как пластового, так и жильного залегания. Расстояние проникновения флюидов, в том числе углеводородов, в пласт будет зависеть от соотношения величины давления мигрирующих флюидов и сопротивляемости пласта гидроразрыву. Для пластовой части залежи строгий структурный контроль не обязателен. Если же гидроразрыва пластов не происходит, может возникнуть залежь углеводородов жильного типа, приуроченная к каналу вертикальной миграции флюидов.

Примеры таких внутрипластовых инъекций, приведших к образованию нефтяных жил, были установлены более века назад А.П. Ивановым [16] в естественных обнажениях п-ова Челекен (Туркменистан).

Случаи естественных гидроразрывов пластов также были детально описаны на примере Бориславского месторождения, расположенного на западе Украины [23]. Следами такого разрыва в геологическом прошлом являются клиновидные и пластовидные жилы озокерита, выпавшего из мигрирующей нефти, ответвляющиеся от секущих разрывов, уходящих своими корнями на глубину. Установлен пульсационный характер миграции нефти по разрывам и трещинам, о чем свидетельствует наличие в жилах озокерита полос различной консистенции. В связи с пульсационным характером миграции углеводородов по трещинам должно также колебаться и давление мигрирующих флюидов.

Аналогичное строение скоплений углеводородов можно наблюдать на многочисленных примерах жильных залежей окисленных нефтей и битумов [8]. Вторичность скоплений нефти и газа в триасовых отложениях Южного Мангышлака подтверждается целым рядом дополнительных показателей. Водонасыщенность матрицы пород, очаговый характер развития вторичных коллекторов на фоне крайне низкой проницаемости окружающих толщ делают невозможной развитие элизионных потоков и, соответственно, латеральной миграции УВ-флюидов.

Работами геохимиков в 1970-х гг. было доказано генетическое единство нефтей, содержащихся в различных литолого-стратиграфических комплексах Мангышлака [24], в том числе в гранитах палеозойского фундамента.

Нефтегазоносные отложения верхнего, среднего и нижнего (верхнеоленекский подъярус) триаса залегают на континентальных красноцветных толщах нижнего триаса. Мощность их к югу от Жетыбай-Узеньской ступени составляет десятки метров, а в пределах мыса Песчаный (месторождение Оймаша) продуктивные толщи среднего триаса залегают непосредственно на породах фундамента, в которых также содержатся промышленные залежи нефти, в том числе на значительных от его поверхности глубинах. Признать красноцветные континентальные отложения нижнего триаса потенциально нефтематеринскими невозможно, - это относится и к палеозойским отложениям, входящим в состав фундамента и претерпевшим региональный метаморфизм и складчатость еще до формирования триасового комплекса.

Подтверждается вертикальная миграция флюидов и данными палинологических исследований нефти — в нефти из верхних стратиграфических комплексов содержатся палинокомплексы всех нижележащих толщ, включая палеозойские формы. По мере снижения стратиграфического уровня залежей последовательно изменяется и возрастной диапазон спорово-пыльцевых комплексов [12].

И еще одно наблюдение, указывающее на присутствие в доюрском разрезе глубинных вод. В пределах многих структур Восточно-Предкавказского и Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна установлены контрастные гидрохимические аномалии, характеризующиеся резким (до двух порядков) возрастанием содержания рубидия, цезия, стронция, а в некоторых случаях и йода, независимо от изменения минерализации и микрокомпонентного состава пластовых вод [37, 44]. Показано, что их образование тесно взаимосвязано с поступлением глубинных флюидов ювенильной или метаморфогенной природы. Увеличение концентраций цезия и рубидия на 1—2 порядка в триасовых и палеозойских водах по сравнению с пластовыми рассолами свидетельствует о нахождении источника этих металлов вне области формирования химического состава подземных вод, т.к. в противном случае должна наблюдаться связь между изменениями содержаний микрокомпонентов с минерализацией и макрокомпонентами этих вод. В зонах развития контрастных гидрохимических аномалий связи между этими величинами отсутствуют [33, 44].

Контрастные гидрохимические аномалии характерны только для доюрской части разреза нефтегазоносных бассейнов, в то время как для вышележащих отложений платформенного чехла свойственна сравнительная однородность микро- и макро-компонентного состава пластовых вод. Исключением является структура Стальская Восточно-Предкавказского нефтегазоносного бассейна, где осадочные отложения триаса отсутствуют в разрезе и на породах фундамента залегают платформенные образования юрского возраста [44].

При изучении характера изменения отношений микро- и макрокомпонентов пластовых вод нефтегазоносного бассейна Скифско-Туранской платформы было установлено, что наиболее отчетливую тенденцию к накоплению с глубиной относительно всех исследуемых компонентов проявляют цезий и литий, при этом общий зональный ряд накопления элементов (снизувверх) следующий: Li-Cs-Sr-B-Ca-J-Br-CI-Mg-HCO₃ [44]. Изменение парных отношений с глубиной чаще всего носит инверсионный характер. Например, в юрско-меловом разрезе отмечается монотонное увеличение с глубиной коэффициентов Rb/Li, Cs/Li при резком снижении этих отношений в отложениях доюрского комплекса пород.

Кроме того, для вод доюрского разреза парное отношение Li : Rb : Сs обычно составляет 100 : 6 : 7, что невозможно объяснить процессами седиментационного выщелачивания пород. Данное соотношение не коррелирует ни с минерализацией вод, ни с температурным режимом, а цезий и литий не контролируются равновесием системы вода—минерал. Более того, характер поведения щелочно-земельных элементов в растворе, в частности, отношение Rb/Cs : K/Rb имеет близкие значения для пегматитового процесса [29].

Инверсионная зональность химического состава подземных вод Восточно-Предкавказского и Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна находит отражение в изотопном составе водорода. Если воды юрских горизонтов характеризуются значениями $\delta D = -42-44\%_0$, то для вод доюрских отложений отмечено обеднение дейтерием: $\delta D = -55-60\%$. Фигуративные точки изотопного состава пластовых вод юрских толщ попадают в область состава талассогенных вод. Наблюдаемый сдвиг изотопного состава вод нижней части разреза нефтегазоносного бассейна в сторону линии Крейга может быть связан с влиянием глубинных флюидов [44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

I. В условиях низкопроницаемого разреза четко проявляется локализованный, или островной, характер гидрохимических и гидроднамических аномалий. Их образование связано с внедрением в осадочный чехол высокоэнергетичных и агрессивных глубинных флюидов. Каналы миграции глубинных флюидов четко фиксируются современными методами сейсморазведки [3]. При затруднении дальнейшего продвижения вверх флюидов, находящихся под высоким давлением, происходит гидравлический удар, приводящий к раскрытию трещин в противостоящих пластах, в которые и поступает водно-нефтяная смесь. Этот процесс сопровождается разуплотнением низкопроницаемых толщ, образованием дополнительных трещин, формированием вторичных пустот метасоматического происхождения. Такие породы, залегающие среди более плотных и менее трещиноватых разностей, были названы улучшенными коллекторами, или коллекторами в зонах разуплотнения [9], образуют пространственно замкнутые резервуары сложной морфологии, заполняемые углеводородами. Соответственно, в условиях (квази)закрытой гидродинамической системы при локализации скоплений нефти и газа структурный фактор (наличие антиклинали) не является определяющим.

II. Совпадение в плане гидрогеохимических и гидродинамических аномалий, участков коллекторов с более высокими емкостными параметрами, их мозаичный, очаговый характер, отчетливые следы метасоматоза свидетельствуют об их генетической взаимосвязи. Трассерами восходящих потоков глубинных флюидов являются разнообразные по составу частицы самородных металлов, природных сплавов и интерметаллидов [23, 34], обнаруженных в метасоматических коллекторах многих месторождений.

III. Чужеродность этих аномалий, как и углеводородных флюидов, по отношению к окружающей геологической среде приводит к образованию вокруг залежей углеводородов зоны повышенного содержания газов, которое при удалении от контура нефтегазоносности резко уменьшается. Это тот случай, когда не пластовые воды форми-

руют залежь, а более молодые по возрасту залежи углеводородов обогащают законтурные воды повышенными по отношению к фону водорастворенным газом, углеводородами и другими минеральными компонентами. В качестве примеров можно привести данные по Леляковскому нефтяному месторождению (Днепрово-Донецкая впадина), где содержание газов в подземных водах нижнепермских отложений составляет ~200 нсм³/м³, но на расстоянии <1 км от контура залежи этот показатель уменьшается до 75 нсм³/м³ [21]. При этом отмечено и снижение доли углеводородной составляющей с 60 до 3.2%, на фоне которого объем азота возрос от 37.9 до 98.6%.

Аналогичные условия газонасыщенности пластовых вод наблюдаются в Гограньдаг—Карадашлинском месторождении в Юго-Западной Туркмении [21]. В своде газонасыщенность пластовых вод месторождения (Ру.г./Рпл) составляет >1.0, которая снижается до 0.52 на расстоянии 2.5 км по длинной оси антиклинали и до 0.29 на расстоянии от свода 1.15 км по короткой оси антиклинали. В этих же направлениях происходит обогащение вод азотом и снижается доля углеводородных газов.

IV. Очевиден молодой возраст наблюдаемых гидрогеологических аномалий, поскольку нефтегазоносные регионы испытали неоднократные тектонические перестройки, сопровождавшиеся образованием новых систем трещин и разрывов и, как следствие, увеличением проницаемости разреза, что должно было привести к выравниванию гидрохимической и гидродинамической обстановок в глубоких горизонтах нефтегазоносных бассейнов.

V. Захороненные седиментогенные подземные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов присутствуют пассивно, не участвуя в процесс миграции и локализации залежей углеводородов. И, наоборот, сформировавшиеся в результате глубинных инъекций флюидов залежи углеводородов оказывают влияние на гидрогеологические условия нефтегазоносных бассейнов, создавая вокруг себя ареолы повышенных значений газонасыщенности пластовых вод и других гидрохимических и гидродинамических аномалий, как правило, очагового характера при отсутствии региональных площадных закономерностей. В верхних горизонтах осадочных бассейнов, где развиты породы с высокими емкостно-фильтрационными свойствами и, соответственно, с более высокой водообильностью, эффект воздействия глубинных флюидов на окружающую среду становится не столь ярко выраженным.

VI. Инъекция глубинных флюидов, несущих углеводороды [36, 54], обычно происходит на поздних стадиях развития осадочных бассейнов в уже сформированные водонапорные системы. Соответственно, на протяжении предыдущей истории их эволюции углеводороды не принимали участия в развитии гидрогеологических обстановок осадочных бассейнов, а образовавшиеся позднее залежи нефти и газа являются чужеродными формированиями, нарушающими сложившееся природное равновесие. Следовательно, осадочный бассейн становится нефтегазоносным бассейном [36, 54] тогда, когда в нем появляется нефть.

VII. Установленная генетическая связь гидрогеологических аномалий с нефтегазоносностью глубокопогруженных горизонтов нефтегазоносных бассейнов может рассматриваться в качестве поискового критерия. На территории Южного Мангышлака месторождения углеводородов приурочены к структурам, где в разрезе присутствуют глубинные опресненные воды, но на площадях, выведенных из разведки с отрицательными результатами, гидрохимические аномалии отсутствуют. В таких условиях значимым аспектом поиска скоплений нефти и газа является картирование вертикальных каналов миграции глубинных флюидов и очагов разуплотнения (дилатансии) в глубоких горизонтах, успешно решаемым сейсморазведкой современных модификаций.

Благодарности. На разных этапах исследований авторы обсуждали рассмотренную в статье проблему с Л.А. Абуковой (ИПНиГ, г. Москва, Россия), коллегами из ВНИГРИ (г. С.-Петербург, Россия) — И.С. Гольдбергом, А.Е. Гуревичем, Л.Н. Капченко, М.С. Крайчиком, И.А. Лагуновой; А.И. Тимурзиевым (ЦГЭ, г. Москва, Россия), критические замечания которых способствовали ее успешному решению.

Авторы благодарны рецензенту Ю.А. Воложу (ГИН РАН, г. Москва, Россия), рецензенту А.А. Щипанскому (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за конструктивные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А., Волож Ю.А. Геофлюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазонакопления

осадочных бассейнов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1069–1080. https://doi.org/10.15372/GiG2021132

- Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Антипов М.П. Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре // Геотектоника. 2019. № 3. С. 79–91. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019379-91
- 3. Бембель С.Р., Бембель М.Р. Совершенствование технологий сейсморазведки 3D для разведки и разработки месторождений Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2011. № 4. С. 4–7.
- 4. Валяев Б.М. Роль активной вторичной флюидизации в изменении напряженного состояния в разупрочнении и деформациях минеральных комплексов //ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 177–181.
- 5. Волож Ю.А., Абукова Л.А., Рыбальченко В.В., Меркулов О.И. Формирование месторождений нефти и газа в глубокопогруженных углеводородных системах: контуры универсальной поисковой концепции // Геотектоника. 2022. № 5. С. 27–49. https://doi.org/10.31857/S0016853X22050095
- Гирин Ю.Г. Гидрогеологические условия нефтегазоносности подсолевых отложений юго-западной части Прикаспийской впадины. – Автореф. ... дис. к.г.-м. н. – Ставрополь, СевКавГТУ, 1998. 32с.
- Гожик П.Ф., Краюшкин В.А., Клочко В.П. О перспективах нефтегазового поиска на глубине 8000– 12500 м в Днепровско-Донецкой впадине // Докл. НАН Украины. 2007. № 4. С. 121–124.
- Гисматулин Р.М., Валеев Р.Н., Штейнгольц В.А. Основные типы битумных месторождений. В сб.: Геология битумов и битумовмещающих пород. – М.: Наука. 1973. С. 45–52.
- Гулиев И.С. Возбужденные осадочные комплексы и их роль в динамических процессах и формировании нефтегазовых месторождений. – В сб.: Междунар. совещ.-семинар "Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа". – Под ред. С.Ф. Мехтиева – Баку: Аз-Пресс, 1999. С. 44–52.
- 10. *Гуревич А.Е.* Процессы миграции подземных вод, нефти и газов. Л.: Недра, 1969. 112 с.
- Гуревич А.Е. Критерии оценки геофлюидодинамических условий нефтегазоносности. – В кн.: Гидрогеологические критерии нефтегазоносности локальных структур и зон нефтегазонакоплений. – Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 140–152.
- Досмухамбетов Д.М., Медведева А.М., Виноградова К.В. Палинологические признаки миграции нефти на территории Южного Мангышлака и полуострова Бузачи. – В сб.: Проблемы поиска и разработки нефтяных месторождений Южного Мангышлака. – В.Д. Лысенко – Грозный: СевКавНИПИнефть, 1983. С. 6–9. (Тр. КазНИПИнефти. Вып. 10).

- Дюнин В.И., Корзун А.В. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. – М.: Научный мир, 2005. 254 с.
- 14. *Ежов Ю.А.* Закономерности распространения химической инверсии в подземной гидросфере // Советская геология. 1981. № 1. С. 106–111.
- Зингер А.С., Долгова Г.Е., Федоров Д.А. Генезис опресненных глубинных вод и кислых компонентов газов юго-востока Русской платформы. – Под ред. А.С. Зингера, В.В. Котровского – М.: Недра, 1980. 42 с.
- Иванов А.П. Челекенское месторождение // Нефтяное дело. 1903. № 7. С. 394–406.
- Исказиев К.О., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Нефть на больших глубинах. Залежи оффшорных месторождений Мексиканского залива // Вестн. нефтегаз. отрасли Казахстана. 2021. №1. С. 3–7.
- Капченко Л.Н. Гидрогеологические особенности существования нефти и газа на больших глубинах. – В сб.: Закономерности размещения и критерии прогноза глубоких и сверхглубоких залежей нефти и газа.– Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 133–144. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 45).
- 19. *Капченко Л.Н.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. Л.: Недра, 1983. 263 с.
- Кисссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы. В кн.: Флюиды и геодинамика. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2006. С. 85–104.
- 21. *Колодий В.В.* Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. Киев: Наукова думка, 1983. 236 с.
- 22. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983, 215 с.
- 23. Копыстянский Р.С. Изменение трещиноватости горных пород с глубиной и ее влияние на коллекторские свойства пород. — В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. — Под ред. Б.К. Прошлякова, В.Н. Холодова — М.: Недра, 1977. С. 45—47.
- 24. Кордус В.И. Геохимические закономерности в составе нефтей Мангышлака и Устюрта в связи с вопросами формирования их залежей. – Автореф. дисс. ... к.-г.м.н. – Л.: ВНИГРИ, 1974. 26 с.
- 25. Коростышевский М.Н. Особенности определения продуктивных объемов по залежам в триасовых отложениях на Южном Мангышлаке. – В сб.: Разведка нефтяных месторождений Мангышлака. – Под ред. В.Д Лысенко – Грозный: СевКавНИПИнефть, 1979. С. 14–16. (Тр. КазНИПИнефть. Вып. 6).
- 26. Коростышевский М.Н., Кузнецов В.В. Строение продуктивной толщи в триасовых отложениях на Южном Мангышлаке. – В сб.: Разведка нефтяных месторождений Мангышлака. – Под ред. В.Д. Лысенко – Грозный: СевКавНИПИнефть, 1979. С. 9–14. (Тр. СевКавНИПИнефть. Вып. 6).
- 27. Корценштейн В.Н., Карасева А.П. Первые данные по сверхглубоким подземным водам триасовых от-

ложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 6. С. 1430–1433.

- Крайчик М.С. О нефтегазопоисковом значении сульфатов в подземных водах Мангышлака и Устюрта. – В кн.: Гидрогеологические критерии нефтегазоносности локальных структур и зон нефтегазонакоплений. – Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 71–77.
- Кременицкий А.А., Самодуров Л.К. Геохимия щелочных металлов в процессе регионального метаморфизма // Геохимия. 1979. № 10. С. 1146–1148.
- Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.И. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна и особенности формирования залежей углеводородов. – Л.: Недра, 1985. 279 с.
- 31. Кузнецов В.В., Проняков В.А., Инюткина А.В., Вандюк В.П., Котов В.П. Нефтегазовые коллекторы продуктивных триасовых отложений Южного Мангышлака. – В кн.: Оценка параметров карбонатных коллекторов и геометризация залежей нефти в различных геотектонических условиях на территории СССР. – Пермь, 1978. С. 36–37.
- Ларичев В.В. Генезис опресненных вод триаса и палеозоя Южного Мангышлака // Советская геология. 1987. № 6. С. 114–120.
- 33. Ларичев В.В., Попков В.И., Попков И.В. Гидрохимический облик пластовых вод месторождения Оймаша // Геология, география и глобальная энергия. 2020. Т. 77. № 2. С. 51–59.
- 34. Лукин А.Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов // Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 2. С. 61–92.
- Лукин А.Е. Гипогенно-аллогенетическое разуплотнение – ведущий фактор формирования вторичных коллекторов нефти и газа // Геологический журнал. 2002. № 4. С. 15–32.
- 36. Лукин А.Е. Глубинная гидрогеологическаяя инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. – Ст. 3. – Глубинная гидрогеологическая инверсия и нефтегазоносность // Геологический журнал. 2005. № 2. С. 44–61.
- Медведев С.А., Попков В.И. Генезис вод глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов молодой платформы юга СССР // Советская геология. 1986. № 6. С. 118–125.
- 38. Матусевич В.М., Курчиков А.Р., Рыльков А.В. Геофлюидальные системы Западно-Сибирского мегабассейна как фактор массопереноса вещества и энергий в 4D пространстве // Изв. ВУЗов. Нефть и газ. 2001. № 2. С. 4 –13.
- Мязина Н.Г. Вертикальная гидрогеохимическая зональность поземных вод Прикаспийской впадины // Геология, география и глобальная энергия. 2013. № 4. С. 59–64.
- 40. Паламарь В.П., Попков В.И., Рабинович А.А. О возможности открытия зон нефтегазонакопления

жильного типа // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 4. С. 968–970.

- 41. Паламарь В.П., Попков В.И., Праздников А.В., Рабинович А.А. Прогнозирование нефтегазоносности и совершенствование методики поисков и разведки скоплений углеводородов в низкопроницаемых породах // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 107–110.
- 42. Плотников М.С., Полосин Г.А., Бурлаков И.А. Петрофизические свойства карбонатных пород триаса и верхнего мела Ставрополья. В кн.: Оценка параметров карбонатных коллекторов и геометризация залежей нефти в различных геотектонических условиях на территории СССР. Пермь, 1978. С. 33–35.
- 43. Попков В.И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // Геотектоника. 1986. № 4. С. 108–116.
- 44. Попков В.И., Медведев С.А. Эволюция тектонической проницаемости земной коры Мангышлака и Восточного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 3. С. 690–693.
- 45. Попков В.И., Ларичев В.В., Медведев С.А. Металлоносные рассолы и опресненные воды нефтегазоносных бассейнов как следствие глубинной дегазации земли. – В кн.: Глубинная дегазация Земли. – Под ред. А.Н. Дмитриевского, Б.М. Валяева – М.: Наука, 2010. С. 63–72.
- Иостнова Е.В., Кириллова Н.П. Гидродинамическая обстановка в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1990. № 11. С. 23–28.
- Проняков В.А. Емкостно-фильтрационные свойства коллекторов доюрских образований Южного Мангышлака. – В сб.: Проблемы поиска и разработки нефтяных месторождений Южного Мангышлака. – Под ред. В.Д. Лысенко – Грозный: СевКав-НИПИнефть, 1983. С. 11–13. (Тр. КазНИПИнефть. Вып. 10).
- 48. Рабинович А.А., Попков В.И., Паламарь В.П., Михайленко Н.И. Гидрогеологические особенности доюрского разреза Южного Мангышлака // Советская геология. 1985. № 11. С. 122–127.
- 49. *Рачинский М.З.* К вопросу нефтегазоносности сверхглубоких объектов стратисферы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 62–67.
- 50. *Сулин В.А.* Гидрогеология нефтяных месторождений. М.: Гостоптехиздат, 1949. 420 с.
- 51. Тальнова Л.Д., Долгова Г.С. Гидрохимическая зональность в распределении газовых и органических компонентов подземных вод Северо-Кавказского артезианского бассейна как отражение процессов генерации и аккумуляции углеводородов. – В кн.: Гидрохимическая зональность и нефтегазоносность. – М.: ВНИГНИ, 1989. С. 28–41.
- 52. *Тимурзиев А.И.* Строение коллекторов и залежей УВ в низкопроницаемых комплексах и пути совер-

шенствования методики их прогнозирования // Геология нефти и газа. 1984. № 11. С. 49–54.

- 53. Тимурзиев А.И. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в низкопроницаемых коллекторах (на примере Южного Мангышлака) // Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 9–16.
- 54. Шахновский И.М. Происхождение нефтяных углеводородов. – М.: ГЕОС, 2001. 72 с.
- Batalin O., Vafina N. Condensation mechanism of hydrocarbon field formation // Sci. Reports. 2017. No 7. Article number: 10253. 9 p. https://doi.org/10.1038/s41598-017-10585-7
- Boullier A.-M. Fluid inclusions: tectonic indicators // J. Struct. Geol. 1999. No. 21. P. 1229–1235.
- Cox S.F. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault-valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia // J. Geophys. Res. 1995. No. 100. P. 12841–12859.
- Garven G.A. Hydrogeologic model for the formation of the giant oil sands deposits of the Western Canada sedimentary basin // Am. J. of Sci. 1989.Vol. 289. No. 2. P. 105–166.
- Hedberg H.D. Gelogical aspects of origin of Petroleum // AAPG Bull. 1964. No. 48(11). Vol. 1724. P. 1755–1803.
- Hu Wenrui, Bao Jingwei, Hu Bin. Trend and progress in global oil and gas exploration // Petrol. Explor. Develop. 2013. Vol. 40. No. 4. P. 439–443.
- 61. *Kerimov V.Yu., Mustaev R.N., Bondarev A.V.* Evaluation of the organic carbon content in the low-permeability shale formations (as in the Case of the Khadum Suite in the Cis-Caucasia Region) // Oriental J. Chem. 2016. Vol. 32. No. 6. P. 3235–3241.
- Lichtner P.C. The quasi-stationary state approximation to coupled mass transport and fluid-rock interaction in a porous media // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52. No. 56. P. 143–165.
- Lichtner P.C., Steefel C.I., Oelkers E.H. Reactive transport in porous media // Rev. Mineral. 1996. No. 34. P. 105–115.
- 64. Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA. Faultvalve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // J. Struct. Geol. 1998. Vol. 20. No. 12. P. 1625–1640.

- 65. Nur A., Walder J. Time-dependent hydraulics of the earth's crust. In: The Role of Fluids in Crustal Processes, Studies in Geophysics. Ed. by C. Fairhurst (Washington, DC. USA. Nat. Acad. Press, 1990), P. 113–127.
- 66. Jiang X.W., Wang X.S., Wan L., GeS. An analytical study on stagnant points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity // Water Resour. Res. 2011. Vol. 47. P. 45–56. https://doi.org/10.1029/2010WR009346
- Pang X., Jia C., Zhang K., Li M., Wang Y., Peng J., Li B., Chen J. The dead line for oil and gas and implication for fossil resource prediction // Earth Syst. Sci. Data. 2020. No. 12. P. 577–590. https://doi.org/ https://doi.org/10.5194/essd-12-577–2020
- Pang X.-Q., Jia C.-Z., Wang W.-Y. Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // Petrol. Sci. 2015. Vol. 12. P. 1–53. / https://doi.org/10.1007/s12182-015-0014-0
- Person M., Butler D., Gable C.W., Villamil T., Wavrek D., Schelling D. Hydrodynamic stagnation zones: A new play concept for the Llanos Basin, Colombia / AAPG Bull. 2012. Vol. 96. No. 1. P. 23–41. https://doi.org/10.1306/08101111019
- 70. "Petrel" (Schlumberger, Ltd). URL: http://sis.slb.ru/_v/ _i/logo_sis.png (Accessed November 13, 2018).
- Rachinsky M.Z., Kerimov V.Yu. Fluid dynamics of oil and gas reservoirs. – Ed.by L.B. Magoon (Washington. USA: Scrivener Publ. Wiley, 2015), 599 p.
- Sibson R.H. Structural permeability of fluid-driven faultfracture meshes // J. Struct. Geol. 1996. Vol. 8. No. 8. P. 1031–1042.
- Sun Longde, Fang Chaoliang, Sa Liming, Yang Ping, Sun Zandong. Innovation and prospect of geophysical technology in the exploration of deep oil and gas // Petrol. Explor. Develop. 2015. Vol. 42. No. 4. P. 454–465.
- Tóth J. Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. – Ed.by S. Bachu (Cambridge Univ. Press. Cambridge. UK. 2009), pp. 311.
- *Zhao J., Al-Aasm I.* New insights into petroleum migration – accumulation dynamic systems and their division within petroleum systems // J. Earth Sci. 2012. No. 3. P. 744–756.

Geological Structure of Deep-Submerged Complexes of Sedimentary Basins: Hydrogeological Anomalies and Oil and Gas Potential as a Result of Implementation of Deep-Seated Fluids (on Example of the South Mangyshlak Fields)

V. I. Popkov^{a, *}, V. V. Larichev^a, I. V. Popkov^a

^aKuban State University, bld. 149, Stavropol str., 350040 Krasnodar, Russia *e-mail: geoskubsu@mail.ru

The authors of the article substantiate the induced nature of hydrogeological anomalies in deep-submrged complexes of sedimentary basins. As a result of significant catagenetic transformations, the rocks of the lower hydrogeological floor have practically lost their primary capacitance-filtration properties. The water satura-

ПОПКОВ и др.

tion of the rock matrix, the focal nature of the development of secondary reservoirs against the background of extremely low permeability of the surrounding strata makes it impossible to develop elision flows. This causes the high sensitivity of the lower floor to various compression processes, including those caused by the intrusion of the deep high-energy fluid flows. The injection of these fluid flows into low-permeability strata leads to the formation of centers of desalinated waters of various hydrochemical types, from hydrocarbonatesodium to calcium chloride, and also to the formation of hydrodynamic anomalies. When moving away from the intrusion channels, the hydrodynamic and hydrochemical parameters gradually level off, approaching the background value. It is shown that when fluids are difficult to move upward, hydraulic fracturing occurs in the layers into which the oil-water mixture enters under high pressure. The injection of fluids into the formation is accompanied by the decompression of low-permeability strata, the formation of additional fractures, and the formation of secondary voids of metasomatic origin. As a result, secondary reservoirs of complex morphology are formed, filled with hydrocarbons. The coincidence in terms of hydrogeochemical and hydrodynamic anomalies, areas of secondary reservoirs with distinct traces of metasomatosis and associated accumulations of oil and gas indicate their genetic relationship. The oil and gas reservoirs and their accompanving hydrogeological anomalies are considered on the example of the fields of the South-Mangyshlak oil and gas region, which is part of the North Caucasian-Mangyshlak oil and gas province.

Keywords: geology, tectonic structures, hydrogeological anomalies, oil and gas complexes at great depth, deep fluids, reservoirs, oil and gas fields

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И РАЗВИТИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ПАМИРСКОЙ ДУГОЙ

© 2023 г. Ю. М. Садыков¹, И. У. Атабеков^{1, *}, Р. С. Ибрагимов¹

¹Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан, д. 3, ул. Зульфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан *e-mail: atabekovi@mail.ru Поступила в редакцию 07.02.2023 г. После доработки 29.03.2023 г. Принята к публикации 16.04.2023 г.

Сейсмотектоника Запалного Тянь-Шаня обусловлена коллизионными процессами в зоне взаимодействия Южного Тянь-Шаня и Памирской дуги. Этот процесс способствуют поддержанию высокого сейсмического потенциала региона, о чем свидетельствуют прошедшие здесь с 838 года по настоящее время разрушительные землетрясения и их следы – сейсмодислокации. Сильные землетрясения генетически связаны с участками интенсивных движений в неоген-четвертичное и современное время, с зонами активных разрывных нарушений. Составлена усовершенствованная карта активных разломов Западного Тянь-Шаня и на ее основе с помощью уравнений Стокса построена математическая модель напряженно-деформированного состояния земной коры. Дополнительно в модель включены зоны динамического влияния Южно-Ферганского и Северо-Ферганского разломов. В результате получена значительная поправка в распределении напряжений в земной коре региона. Проанализированы поля скоростей перемещений современных движений Западного Тянь-Шаня соответствующие данным GPS. Векторы скоростей перемещений группируются по направлению в несколько зон. Узлы пересечения или сочленения движений разных направлений рассматриваются как наиболее тектонически напряженные участки. На основе этих узлов и по полученным напряжениям выделяются наиболее активные сейсмические зоны. Они сравниваются с аналогичными областями с высокой концентрации сильных землетрясений.

Ключевые слова: неотектоника, современные тектонические движения, математическая модель, напряженное состояние земной коры, коллизия, Западный Тянь-Шань, Памирская дуга **DOI:** 10.31857/S0016853X23030062, **EDN:** XMCXRM

введение

Неотектонический анализ Западного Тянь-Шаня позволил выделить тектонические блоки разного ранга, ограниченные активными разрывными нарушениями. Западный Тянь-Шань характеризуется высоким уровнем сейсмической активности на уровне землетрясений с магнитудой M > 5.0. Сильные землетрясения здесь происходят неравномерно во времени и пространстве. По времени они сгруппированы в периоды сейсмических активизаций и затишья, в пространстве – локализованы в пределах достаточно компактных областей. Среднесрочное прогнозирование землетрясений в регионе, наряду с сейсмологическими анализом критических ситуаций, необходимо проводить одновременное исследование тектонически опасных структур, формирующих современное напряженное состояние массива горных пород. Кинематике разрывов в очагах происходящих землетрясений посвящено достаточное количество исследований, в которых напряженное состояние земной коры изучено большей частью методом катакластического анализа разрывных смещений по механизмам очагов землетрясений [10, 20, 22, 23, 27, 30–32], но очень мало публикаций по моделированию локальных полей напряжений [18, 19].

С недавних пор рассматриваемая территория исследуется построением математической модели напряженно-деформированного состояния на основе уравнений Стокса [2–4], результаты которых верифицируются имеющимися оценками напряжений и данными GPS мониторинга [5–7, 11–13, 33].

Нами было получено решение модельной задачи напряженного состояния Западного Тянь-



Рис. 1. Активные разломы Западного Тянь-Шаня (по данным [8, 9, 14–16, 21, 24, 25, 28, 29], с изменениями и дополнениями).

Разломы (цифры в кружках):

1 – Таласо-Ферганский; 2 – Аксу–Майдантальский; 3 – Богоналинский; 4 – Северо-Угамский; 5 – Угам–Майдантальский; 6 – Пскемский; 7 – Каржантауский; 8 – Сюрень–Атинский; 9 – Сукокский; 10 – Южно-Пскемский; 11 – Сандалашский; 12 – Чаткальский; 13 – Северо-Ангренский; 14 – Южно-Ангренский; 15 – Чаткало–Атайнакский; 16 – Северо-Ферганский; 17 – Баубашатинский; 18 – Кучкаратинский; 19 – Кугардский; 20 – Талдысуйский; 21 – Куршабский; 22 – Карачатырский; 23 – Южно-Ферганский; 24 – Нуратау–Катранский; 25 – Актау–Талдыкский; 26 – Южно-Актау–Туркестанский; 27 – Каратау-Зарафшанский; 28 – Главный Гиссарский; 29 – Гиссаро–Кокшальский; 30 – Кумбель–Коканд–Хайдарканский; 31 – Кенколь–Пап-Чимионский; 32 – Арашан–Пап-Чимионский; 33 – Сайрам–Андижан–Ошский.

Флексурно-разрывные зоны (пунктир): I – Приташкентская; II – Северо-Ферганская; III – Южно-Ферганская.

Шаня, с учетом активных разломов первого ранга [3, 4]. Эти решения проанализированы и сопоставлены с инструментальными данными. Получено удовлетворительное согласие.

Целью данной статьи является развитие разработанной нами математической модели путем ввода в модель полученных данных о зонах динамического влияния Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разломов. Решение математической задачи применяется для анализа особенностей тектоники региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В тектонических структурах Западного Тянь-Шаня наблюдается высокая степень унаследованности современных движений новейшими тектоническими движениями. Карта амплитуд новейших тектонических движений Западного Тянь-Шаня усовершенствована с выделением разломов различного ранга, установленных авторами [8, 9, 14–16, 21, 24, 25, 28, 29] (рис. 1).

На карте получили четкое выражение подвижные и устойчивые участки, а в их переделах – отдельные структурные формы (морфоструктуры). Отображая суммарную величину поднятий и опусканий исходной поверхности, изолинии на карте очерчивают форму новейших структур разного ранга. Изолинии суммарных деформаций являются проекцией на горизонтальную плоскость суммы вертикальных и горизонтальных перемещений. При условии, если Западный Тянь-Шань принять за неотектоническую структуру 1-го ранга, то выделяемые на карте следующие неотектонические блоки образуют структуры 2-го ранга: Чаткало-Кураминский, Ташкентско-Голодностепский, Ферганский, Таласо-Ферганский и Южно-Тянь-Шаньский. В пределах блоков 2-го ранга выделяются соответствующие неотектонические блоки 3-го ранга и так далее.

Одним из определяющих факторов современной структуры неотектонических движений, ориентацией и морфологией разрывных нарушений Западного Тянь-Шаня являются активные разрывные нарушения. Большинство сильных и катастрофических землетрясений связано с разломами земной коры. Современная сейсмическая активность разрывных нарушений характеризуется комплексом геолого-геофизических параметров, удостоверяющих их тектоническую активность в новейший, четвертичный и современный этапы развития.

Следующие факторы и процессы позволили разделить разломы на 1–3 ранги:

 отношение разломов к тектоническим структурам разных рангов,

 проявленная сейсмичность, включая палеосейсмодислокации;

 данные геофизики, геохимии, космической геодезии и аэрокосмической съемки.

Как показал анализ сети разломов, развитых в пределах Западного Тянь-Шаня, глубинные характеристики, морфология, и другие параметры со временем могут меняться. Несущественно меняются только их простирания, что дало возможность предположить, что сеть разломов заложена в период раннего протерозоя или раньше.

В пределах Западного Тянь-Шаня активность проявляют в основном три направления регматической сети:

 северо-восточная (поперечно Тянь-Шаньская);

- северо-западная (Каратауская);

- субширотная (Тянь-Шаньская).

Указанные направления контролируют новейший структурный план региона и отвечают основным параметрам современной геодинамики. По отношению к новейшим структурам они разделяются на краевые и внутренние.

Краевые разломы, являясь структурно-контролирующими и разграничивая разнонаправленно развивающихся тектонических блоков (антиклинальных и синклинальных), обладают повышенным сейсмотектоническим потенциалом.

К краевым разломам относятся (см. рис. 1):

- Таласо-Ферганский,
- Аксу-Угам-Богоналинский,
- Северо-Ферганский,
- Южно-Ферганский.

Сравнительно меньшей сейсмичностью и частотой проявления сильных землетрясений характеризуются внутренние разломы, определяющие дифференцированный характер движений внутри тектонических блоков. К таким разломам категории относятся следующие разломы – Северо-Угамский, Угам-Майдантальский, Пскемский, Каржантауский, Сюренатинский, Сукокский, Южно-Пскемский, Сандалашский, Чаткальский, Северо-Ангренский, Южно-Ангренский, Чаткало-Атойнокский, Баубашатинский, Кучкаратинский, Кугартский, Талдысуйский, Куршабский, Карачатырский, Нурата-Катранский, Каратау-Зарафшанский, Кумбель-Коканд-Хайдаркаский, Кенкольский, Арашанский, Сайрам-Андижан-Ошский.

Особое положение занимают флексурно-разрывные зоны. Располагаясь в крупных впадинах и прогибах, они представляют собой сложное сочетание изгибов и разрывных дислокаций. Во всех флексурно-разрывных зонах также возникали разрушительные землетрясения. На исследуемой территории выделены следующие флексурно-разрывные зоны – Приташкентская, Северо-Ферганская и Южно-Ферганская.

РАЗВИТИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗАПАДНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ МИКРОПЛИТЫ

Объектом математической модели является территория Западного Тянь-Шань, в пределах гео-графических координат (39°–43° с.ш.; 67°–76° в.д.), находящаяся на территории Узбекистана.

Результаты нашей базовой математической модели напряженно-деформированного состояния этой территории, ограниченной Таласо-Ферганским, Аксу-Майданталь-Богоналинским, Гиссаро-Коокшальским разломами и основных региональных Северо-Ферганским и Южно-Ферганским разломов, а также рельефов земной поверхности и подошвы земной коры (поверхность Мохо), отражают усредненную динамическую обстановку исследуемой территории в течение неотектонического этапа [3].

В базовой модели получены поля векторов скоростей перемещения земной коры Западного Тянь-Шаня, как решение уравнений Стокса с граничными данными напряжений и скорости перемещений, при условии неподвижности движений на параллели 43 с.ш. (рис. 2).

Исследуемая территория была разделена на блоки, имеющие сходное направление векторов скоростей перемещения [3]. Границы блоков удовлетворительно согласуются с геолого-геофизическими и сейсмическими данными.

Детальный учет геолого-геофизических признаков рассматриваемой области при математическом моделировании дает более реальную тектоническую картину, но учет зоны [4] динамического влияния Южно-Ферганского разлома показал немного отличающееся распределение максимальных напряжений без учета данной зоны [3].

В данной работе мы дополнительно ввели в нашу математическую модель зоны динамического влияния Северо-Ферганского разлома (рис. 3).

Решение уравнений в частных производных и, в частности уравнения Стокса полностью определяется заданием граничных условий. При различных граничных условиях получаются существенно отличающиеся векторные поля скоростей.



Рис. 2. Схема поля векторов скоростей перемещения земной коры Западно-Тянь-Шаньской микроплиты, полученные по решению математической модели (по данным [2]). Поля однонаправленных векторов (показаны тонкими стрелками) объединены в блоки (вектора показаны жирными стрелками) и пронумерованы.



Рис. 3. Расчетная область математической модели напряженно-деформированного состояния Западного Тянь-Шаня.

В данной статье граничные условия задачи Стокса соответствуют современным движениям земной поверхности по материалам GPS относительно центра Ферганской впадины [6] (рис. 4).

В пунктах наблюдений GPS, расположенных в северо-западной части Таласо-Ферганского разлома, скорости перемещений направлены на юг (см. рис. 4). На юго-западной части этого разлома,

находящегося в пределах Ферганского хребта, перемещения ориентированы на северо-запад. Обе группы направлений подчеркивают современную геодинамическую обстановку в зоне Таласо-Ферганского правостороннего сдвига. Решение уравнений Стокса с граничными условиями, соответствующими такому распределению скоростей перемещения, дает векторное поле отличающееся



Рис. 4. Поля векторов горизонтальных скоростей перемещения земной коры Западного Тянь-Шаня, пересчитанные относительно центра Ферганской впадины (по данным GPS [6]).

Показано: вектор направления (стрелки) и величины скоростей перемещений (эллипсы на концах векторов соответствуют 95%-м доверительным областям); русло реки (штрих-линия).

от прежнего решения, но больше соответствует скоростям полученные относительно центра впадины [6] (см. рис. 2, см. рис. 4, рис. 5).

При этом получена значительная поправка в распределении максимальных тангенциальных напряжений более, реально отражающая напряженную обстановку региона (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты математической модели современных тектонических движений Ферганской впадины

Анализ скоростей перемещений, полученных решением численной модели, позволяет выделить несколько участков, где пересекаются векто-

ра различных направлений. Условно их можно назвать узлами напряженности, так как именно в этих узлах пересекаются или сочленяются направления движений участков земной коры, как противоположных направлений, так и направлениях, создающих между собой углы. Выделяются несколько типов узлов сочленения:

 на пресечении векторов в трех и более направлениях;

 на пересечении векторов в не менее двух направлениях;

– углы между векторами различаются от $L30^{\circ}$ до $L90^{\circ}$.

Эти узлы разделяют поле на части, где движения происходит в разных направлениях. В север-

71


Рис. 5. Поле векторов скоростей перемещения земной коры Западно-Тянь-Шаньской микроплиты, полученные из решения уравнений Стокса с граничными условиями согласно современным движениям (по данным GPS [6], с изменениями и дополнениями).



Рис. 6. Изолинии максимальных касательных напряжений $\sigma_{\tau}/2 \times 10^8$ Па на глубине 15 км по результатам численной модели, полученные с учетом динамической зоны влияния Северо-Ферганского и Южно- Ферганского разломов.

ной части направления векторов, в основном, направлены на юг, в южной части на северо-запад и в центральной части на юго-восток. Такое расположение полностью согласуются с векторами современных движений по материалам GPS Ферганского окружения в измененной системе отсчета [6].

Далее мы оконтурили узлы с учетом полученных напряжений и сопоставили со схемой активных региональных разрывных нарушений Западно Тянь-Шанской микроплиты (см. рис. 6, рис. 7).

На дополненной карте выделяются транс-орогенные секущие зоны флексурно-разрывного типа, установленные по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным (см. рис. 1). Эти диагональные или поперечные, относительно неотектонических структур Западно Тянь-Шанской микроплиты, зоны представляют собой полосы растяжения, для которых характерны сбросы. Пространственное совпадение поперечных трансорогенных секущих зон флексурно-разрывного типа с Таласо-Ферганским, Сайрам-Андижан-Ошским, Кумбель-Коканд-Хайдарканским и другими разломами северо-западного простирания объясняет поперечное погружение Чаткало-Кураминского блока на юго-запад, и то, что для Ферганского блока наблюдается не только продольное, но поперечное ступенчатое строение домезозойского фундамента.



Рис. 7. Сопоставление зон напряженности с совмещенной картой активных разломов и новейшим структурным планом Западного Тянь-Шаня.



Рис. 8. Сейсмоактивные зоны территории Западного Тянь-Шаня и области ожидаемой сейсмической активизации на ближайшие годы по комплексу прогностических параметров сейсмического режима, по [1]. *1*-*4* – области с различной вероятностью возникновения сильного землетрясения: *1* – низкая, *2* – невысокая, *3* – высокая, *4* – очень высокая; *5* – сейсмоактивные зоны; *6* – сильные землетрясения, произошедшие в 2020–2021 гг.

Проведенное исследование зон максимальных напряжений можно дополнить с анализом пространственного положения очагов сильных землетрясений.

Эпицентры сильных землетрясений, произошедших на территории Узбекистана, начиная с исторического периода времени, располагаются не равномерно по сейсмоактивной зоне, а концентрируются в компактных областях с линейными размерами ~50-80 км, где реализованы оптимальные условия для крупномасштабного разрушения [1]. В связи с малой изменчивостью



Рис. 9. Сопоставление участков концентрации эпицентров землетрясений с *M* ≥ 4.7 (*K* ≥ 12.6) с картой активных разломов.

Разломы (цифры в кружках):

1 – Таласо-Ферганский; 2 – Аксу–Майдантальский; 3 – Богоналинский; 4 – Северо-Угамский; 5 – Угам–Майдантальский; 6 – Пскемский; 7 – Каржантауский; 8 – Сюрень–Атинский; 9 – Сукокский; 10 – Южно-Пскемский; 11 – Сандалашский; 12 – Чаткальский; 13 – Северо-Ангренский; 14 – Южно-Ангренский; 15 – Чаткало–Атайнакский; 16 – Северо-Ферганский; 17 – Баубашатинский; 18 – Кучкаратинский; 19 – Кугардский; 20 – Талдысуйский; 21 – Куршабский; 22 – Карачатырский; 23 – Южно-Ферганский; 24 – Нуратау–Катранский; 25 – Актау–Талдыкский; 26 – Южно-Актау–Туркестанский; 27 – Каратау-Зарафшанский; 28 – Главный Гиссарский; 29 – Гиссаро–Кокшальский; 30 – Кумбель–Коканд–Хайдарканский; 31 – Кенколь–Пап-Чимионский; 32 – Арашан–Пап-Чимионский; 33 – Сайрам–Андижан–Ошский.

Флексурно-разрывные зоны (пунктир): I – Приташкентская; II – Северо-Ферганская, III – Южно-Ферганская.

в течение десятков и сотен лет направленности протекания сейсмотектонических процессов, определяющих современное напряженное состояние сейсмоактивных зон, именно эти области с высокой степенью вероятности проявят себя сейсмической активностью и в ближайшие десятилетия. В частности, для исследуемого района показаны области с высокой концентрации сильных землетрясений с $M \ge 4.7$ (рис. 8).

Выделенные области оцениваются как области ожидаемой активизации на ближайшие годы по комплексу прогностических параметров сейсмического режима [1] (см. рис. 8).

Хорошую сопоставимость показали области ожидаемой сейсмической активизации на ближайшие годы по комплексу прогностических параметров сейсмического режима и активные разломы Западного Тянь-Шаня (рис. 9).

Все выделенные прогнозные области сейсмической активизации сосредоточены в зонах активных разломов северо-восточных ориентаций и в узлах сочленения последних с разломами северо-западного направления. Однако, для выяснения, который из отрезков разломов или их совокупность определяют сейсмическую активность прогнозируемой области, потребуется более детальный комплексный анализ прогнозных областей сейсмической активизации.

Сопоставительный анализ выделенных зон полученные как решение модельной задачи, так и по комплексу прогностических параметров сейсмического режима с усовершенствованной картой, показал их хорошую согласованность (см. рис. 1, см. рис. 7, см. рис. 9).

Дальнейшим исследованиям должны быть подвергнуты отрезки активных разломов, оказавшихся в пределах областей ожидаемой сейсмической активизации на ближайшие годы. По поводу частичного не совмещения узлов напряженности и областей ожидаемой активизации можно отметить, что они характеризуют напряженности в различных уровнях глубин. Области ожидаемой активизации по математической модели характеризуют глубины 15—17 км, тогда как узлы напряженности можно отнести приповерхностной части земной коры.

выводы

Для проведения сейсмотектонического анализа напряженно-деформированного состояния земной коры в зоне коллизии Западного Тянь-Шаня с Памирской дугой авторы усовершенствовали карту активных разломов Западного Тянь-Шаня и расширили математическую модель напряженного состояния Западного Тянь-Шаня введением дополнительной зоны динамического влияния Северо-Ферганского разлома. По результатам проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Получена значительная поправка в распределении максимальных тангенциальных напряжений более реально отражающих напряженную обстановку региона.

2. Выделены напряженные участки земной коры Ферганской впадины по результатам численной модели;

3. Определены ожидаемые области сейсмичности по комплексу прогностических параметров сейсмического режима. Данные области сопоставлены с изолиниями тангенциальных напряжений, полученных по математической модели Западного Тянь-Шаня, — выявлено, что отдельным участкам активных разломов соответствуют зоны наиболее интенсивных напряжений.

Благодарности. Авторы искренне признательны анонимным рецензентам за ценные советы и замечания, авторы благодарны редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Министерства инновационного развития Республики Узбекистан (гранты № 8-007, № 20170918111).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры, сейсмичность и перспективы долгосрочного прогноза сильных землетрясений на территории Узбекистана // Геология и геофизика. 2022. Т. 7. № 12. С. 1733–1753.
- 2. Атабеков И.У. Опыт моделирования сейсмотектонического течения земной коры Центральной Азии //Физика Земли. 2021. № 1. С. 122–132. https://doi.org/0.31857/S0002333721010014
- 3. Атабеков И.У., Садыков Ю.М. Напряженное состояние земной коры Западного Тянь-Шаня в Центральной Азии (Узбекистан): математическое моделирование // Геотектоника. 2022. № 3. С. 50–65. https://doi.org/10.31857/S0016853X22030031
- 4. Атабеков И.У., Садыков Ю.М., Ибрагимов Р.С. Современная активная тектоника Ферганской впадины (Узбекистан) по результатам тектонофизической реконструкции коровых напряжений и математического моделирования поля скоростей

перемещений // Геотектоника. 2022. № 5. С. 76-84. https://doi.org/10.31857/S0016853X22050034

- Зубович А.В. Данные спутниковой геодезии о современных движениях земной коры. В кн.: Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Под ред. Н.П. Лаверова М.: Научный мир, 2005. С. 201–218.
- 6. Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Моисенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
- 7. Зубович А.В., Мухамедиев Ш.А. Метод наложенных триангуляций для вычисления градиента скорости горизонтальных движений: приложение к Центрально-Азиатской GPS сети // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 169–185.
- Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. – Под ред. Г.А. Мавлянова – Ташкент: ФАН, 1978. 144 с.
- Ибрагимов Р.Н., Садыков Ю.М., Кадыров Ш.М., Рыжкова М.О., Ходжаев А.К., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмотектоника некоторых районов Узбекистана. – Под ред. О.М. Борисова – Ташкент: ФАН, 1980. 148 с.
- Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 435–454. https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0532

 Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.

- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39. https://doi.org/0.7868/S0002333717060023
- 14. Леонов М.Г. Альпийский этап в геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – Под ред. Н. П. Лаверова – М.: Научный мир, 2005. С. 327–349.
- 15. Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их образования. – В сб.: Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. – Под ред. Ю.Г. Леонова, В.Е. Хаина – М.: Наука, 1990. С. 72–100.

- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталов Ю.В., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. Тектоническое строение и эволюция Гиссара-Алая и Памира. // Геотектоника. 2017. № 6. С. 37–57
- Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Отв. ред. И.А. Фузайлов, Р.А. Мусин – Ташкент: ФАН, 1982. С. 221–222.
- Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю. Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас. – В сб.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. – Под ред. – Под ред. А.С. Григорьева, Д.Н. Осокиной – М.: Наука, 1979. С. 205–227.
- Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). – В сб.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. – Под ред. А.С. Григорьева, Д.Н. Осокиной – М.: Наука, 1979. С. 185–204.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М: ГЕОС, 2017. 234 с.
- Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Шукуров З.Ф. Активные разломы Западного Тянь-Шаня. – В сб.: Сейсмологический атлас Узбекистана. – Под. ред. Б.С. Юлдашева – Ташкент: ИС АН РУз, 2021. С. 79.
- Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS –данных // Вестн. КРСУ. 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182.
- 23. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы земли // ДАН. 2001. Т. 378. № 5. С. 672–674.
- 24. Якубов Д.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня. – Под ред. Г.А. Мавлянова – Ташкент: ФАН, 1976. 146 с.
- Ярмухамедов А.Р. Современные тектонические движения земной коры. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. – Под

ред. О.М. Борисова – Ташкент: Университет, 1998. С. 446–459.

- Atabekov I. Numerical models of earthquake's mechanism // J. Geodes. Geodynam. 2021. Vol. 12. Is. 2. P. 148–154. https://doi.org/10.1016/j.geog.2021.03.002
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.L., Zoback M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. Vol. 744. P. 484– 498.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007

- Mordvintsev D., Barrier E., Brunet M-F., Blanpied C., Sidorova I. Structure and evolution of the Bukhara-Khiva region during the Mesozoic: The northern margin of the Amu-Darya Basin (southern Uzbekistan). – In: Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. – Ed.by M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2017. Vol. 427. Is. 1). P. 145–174. https://doi.org/10.1144/SP427.16
- Narr W., Suppe J. Kinematics of basement-involved compressive structures // Am. J. Sci. 1994. Vol. 294. No. 7. P. 802–860.
- Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., Tatevossian R.A. Development of inversion methods on fault slip data stress state in orogens of Central Asia // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114–131.
- Zoback M.L. First and Second Modern Pattern of Stresses in the Lithosphere: The World Stress Map project // J. Geophys. Res.1992. Vol. 97. No. B8. P. 11707–11728.
- Zoback M.L., Zoback M. Lithosphere stress and deformation // Treat. Geophys. 2007. Vol. 6. P. 255–271. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53802-4.00115-9
- Zubovich F.V, Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.V., Hager B.X., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29 (TC6014). P. 1–23

Seismotectonic Analysis and Development of the Mathematical Model of the Stress-Strain State of the Earth's Crust in the Zone of Collision of the Western Tien Shan with the Pamir Arc

Yu. M. Sadykov^a, I. U. Atabekov^a, *, R. S. Ibragimov^a

^aMavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan, bld. 3, st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Uzbekistan *e-mail: atabekovi@mail.ru

The seismotectonics of the Western Tien Shan is determined by collisional processes in the zone of interaction between the Southern Tien Shan and the Pamir arc. This process contributes to maintaining the high seismic potential of the region, as evidenced by the destructive earthquakes that have taken place here from ancient times to the present and their traces - seismic dislocations. Strong earthquakes are genetically associated with areas of intense movements in recent and modern times, with zones of active faults. An improved map of the active faults of the Western Tien Shan has been constructed and, on its basis, a mathematical model of the stress-strain state has been constructed using the Stokes equations. At the same time, the dynamic influence zones of the South Fergana and North Fergana faults are additionally included in the model. At the same time, a significant correction was obtained in the distribution of stresses in the earth's crust of the region. The velocity fields of modern movements of the Western Tien Shan corresponding to GPS data are analyzed. The displacement velocity vectors are grouped in the direction into several zones. The nodes of intersection or articulation of movements of different directions are assigned to the most tectonically stressed areas. The most active seismic zones are identified on the basis of these nodes and the resulting stresses. They are compared to similar areas with a high concentration of strong earthquakes.

Keywords: neotectonics, recent tectonic movements, mathematical model, crustal stress, collision, Western Tien Shan microplate, Pamir Arc

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАУЛИ (27.02.2010 г., *M*_w = 8.8) В ЧИЛИ: ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

© 2023 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1, *}

¹Геофизический центр РАН, д. 3, Молодежная ул., 119296 Москва, Россия *e-mail: a.manevich@gcras.ru Поступила в редакцию 13.03.2023 г. После доработки 31.03.2023 г. Принята к публикации 11.04.2023 г.

В статье рассмотрены сейсмотектонические следствия сильного Чилийского землетрясения Маули с магнитудой $M_{\rm w} = 8.8$, произошедшего 27 февраля 2010 г. в Чили, как проявление крупномасштабного геологического события общего сейсмотектонического процесса на западной окраине Южно-Американской плиты (Чилийский сектор). В нашем исследовании показано, что проявления постсейсмических процессов землетрясения Маули захватывают значительно большую область по сравнению с эпицентральной зоной афтершоков. На основе сопоставления результатов проведенного численного моделирования напряженно-деформированного состояния литосферы до и после землетрясения, сейсмологических, геодезических и спутниковых данных нами предлагается альтернативная модель развития сейсмотектонического процесса в районе Чилийского сектора Южно-Американской литосферной плиты. Моделирование напряженно-деформированного состояния было выполнено методом конечных элементов. Очаг землетрясения Маули, расположенный на глубине 33 км, попадает в область относительно высоких значений напряжений сжатия и положительных максимальных напряжений сдвига. Показано, что и другие сильные землетрясения Чилийского сектора в интервале глубин от 20 до 50 км вызваны высокой концентрацией тектонических напряжений в области перехода от океанической к континентальной литосфере. В предложенной модели сейсмотектонического процесса показано, что после сильных землетрясений, разрывы ослабляют контакт между океанической и континентальной литосферой. Резкое погружение континентальной литосферы в мантию вызывает возрастание давления вязкого расплава, что способствует его проникновению в трещины и подъему к поверхности, вызывая последующие вулканические извержения. Показано, что полученные результаты, в сопоставлении с косейсмическими последствиями землетрясения не противоречат полученными нами результатам численного моделирования и дают новые представления о строении литосферы в переходной зоне континент-океан и развитии сейсмотектонического процесса.

Ключевые слова: Южно-Американская литосферная плита, землетрясение Маули, плита Наска, Чилийский желоб, напряженно-деформированное состояние, разлом, численное моделирование **DOI:** 10.31857/S0016853X23030049, **EDN:** XLUALS

введение

В Чили на побережье центрального района 27 февраля 2010 года в 6 час. 34 мин UTC произошло сильное землетрясение, названное впоследствии Маули, с магнитудой $M_w = 8.8$, очаг землетрясения находился на глубине 33 км [21]. В густонаселенных районах Чили погибло около 800 человек, материальный ущерб превысил 30 млрд долларов США [17]. Землетрясение Маули вызвало цунами, достигшее берегов Новой Зеландии и Японии [37].

Протяженность зоны тектонической деструкции составила ~500 км при ширине ~ 100 км (рис. 1). Эпицентр землетрясения Маули находился между эпицентральными зонами двух сильных предшествующих землетрясений, которые произошли в этом районе [23, 25]:

- на юге, землетрясение 1960 г., M = 9.5;

- на севере, землетрясение 1985 г., M = 8.

11 марта 2010 г. было зарегистрировано два сильнейших афтершока в 200 км севернее,



Рис. 1. Схема региона исследования.

(а) – карта-схема региональных морфотектонических элементов Чилийских Анд (по [24, 25];

(б) — области эпицентров афтершоков сильных землетрясений западного побережья Южно-Американской плиты (Чилийский сектор) и аномалии силы тяжести после землетрясения Маули на 2015 г. (по [14, 30]).

1 — Чилийский желоб; 2 — вулканы; 3 — направление осей сжатия-растяжения (по [25]); 4 — региональные разломы системы Чилийских Анд; 5 — центральная депрессия Чилийских Анд; 6 — Пампинские Сьерры; 7 — эпицентр землетрясения Маули 27.02.2010 $M_{\rm w}$ = 8.8; 8 — области афтершоков сильных землетрясений

последовавших друг за другом в течение 15 минут с M = 7.0 и M = 6.9 соответственно [32].

После главного толчка в течение 30 суток было зарегистрировано [17]:

- -1300афтершоков, M > 4;
- -19 афтершоков, *M* ≥ 6.

Землетрясение вызвало значительные деформации земной поверхности. Горизонтальные смещения достигали – 5.3 м, вертикальные – 2.4 м, а опускание дна в пределах прибрежной депрессии более 1.0 м [6, 36].

Детальные исследования сейсмотектонического процесса после землетрясения Маули 2010 г., продолжающиеся и в настоящее время, обусловлены необходимостью выявить причины, вызывающие такие сильные тектонические события.

Возросшая густота сети сейсмических станций, чувствительность аппаратуры, новые методы обработки данных в сочетании с методами глобальных навигационных спутниковых систем и радарной спутниковой интерферометрии с синтезированной апертурой открывают новые возможности в интерпретации результатов, и, следовательно, изучения генезиса сильных тектонических землетрясений в этом районе.

Цель настоящей работы заключается в разработке альтернативной модели строения литосферы и проведение моделирования напряженно-деформированного состояния литосферы при землетрясении Маули в сочетании с сейсмологическими данными для объяснения сейсмотектонических процессов в Чилийском сегменте западной окраины Южно-Американской плиты, дающих основание полагать, что предлагаемая модель не противоречит имеющимся геолого-геофизическим данным и имеет перспективу в своем развитии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Горный пояс Анд является одной из самых протяженных горных систем в мире и протягива-



Рис. 2. Гипоцентры фоновой сейсмичности за период с января 1986 г. по декабрь 2001 г. (по данным [13], с дополнениями).

(а) – топографический профиль региона исследования;

(б) – гипоцентры фоновой сейсмичности.

1 – предполагаемая граница литосфера-верхняя мантия; 2 – гипоцентры землетрясений

ется на более чем 8000 км вдоль Тихоокеанского побережья Южной Америки. Отрезок Анд в пределах Чили составляет около 4000 км. В геологическом отношении Чилийские Анды можно разделить на три основные зоны – восточную, центральную и западную [9, 25]. Восточная зона состоит в основном из палеозойских и мезозойских отложений, таких как каменноугольные пласты, сланцы, песчаники и известняки. Центральная зона, наиболее высокая часть гор, состоит в основном из гранитных и гнейсовых пород, образовавшихся во время орогенеза кайнозойской эры. В западной зоне, которая находится ближе к Тихому океану, преобладают вулканические породы – андезиты и базальты, образованные в результате активности многочисленных вулканов [4].

Разломы Чилийской зоны образуют сложные и протяженные системы. Таким примером является Атакамская система разломов. Входящие в нее разломы простираются вдоль края континента. Возникновение Атакамской системы разломов относится к допозднемеловому времени, движения по разломам, выраженные в рельефе, и продолжаются в настоящее время [9]. В конце юрского периода в Чилийских Андах отмечаются крупные тектонические движения, характерные для окраин Тихого океана и не имеющие столь существенного значения в других частях Земли [9].

Сектор Чилийских Анд является одной из наиболее сейсмических активных областей в мире, что связывается с его географическим положением [13, 25]. Он расположен в зоне активного взаимодействия Южно-Американской и Тихоокеанских литосферных плит. В результате масштабного тектонического процесса в Чилийском секторе Южно-Американской плиты продолжаются активные геологические процессы современного тектоногенеза, включая сейсмичность и активный вулканизм [4, 10, 12, 13, 25].

Кинематика сейсмотектонического процесса базируется на представлении о тектонических напряжениях в земной коре и литосфере, как основной причине накопления и реализации сейсмической энергии. При этом базовой основой напряженно-деформированного состояния западной окраины Южно-Американской плиты является субдукционная модель погружения под нее плиты Наска [1–4, 7, 9–12, 24].

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАУЛИ

Сильные землетрясения M > 7.7 западной окраины Южно-Американской плиты (ЮАП) образуют закономерную вытянутую площадь локализации афтершоков, протяженностью >5000 км вдоль западной окраины ЮАП, шириной ~100— 150 км с глубиной гипоцентров до 50 км (см. рис. 1, б). Гипоцентры землетрясений M < 6 локализованы в интервале глубин от 0—100 км и более км. Гипоцентры фоновой сейсмичности M > 4 в широтном разрезе в интервале $33^{\circ}-35^{\circ}$ ю.ш. формируют зону сейсмотектонической деструкции, погружающейся в направлении под континент (зона Беньоффа), характерную для всей западной окраины Южно-Американской плиты (рис. 2).



Рис. 3. Эпицентр и афтершоки землетрясения Маули, сильные афтершоки M > 5.5 за первые 7 часов после главного сейсмического события, афтершоки M > 3 за период 27 февраля—26 марта 2010 г. (по данным [31], с дополнениями). Показаны (стрелки красным) направления распространения сейсмического разрыва. (а) — эпицентр, афтершоки и направление разрыва землетрясения;

(б) – положение гипоцентров афтершоков;

I – эпицентр землетрясения Маули 27.02.2010 г., $M_{\rm w}$ = 8.8; 2 – Чилийский желоб; 3 – механизмы очага

Землетрясение Маули, произошедшее 27.02.2010, $M_{\rm w} = 8.8$, является сильнейшим после землетрясения 1960 г. с магнитудой $M_{\rm w} = 9.5$ и его эпицентральная зона перекрывает предшествующие землетрясения — 1939 г. $M_{\rm w} = 7.7$, 1928 г. $M_{\rm w} = 7.7$ [23] (см. рис. 1, б). Перед землетрясением Маули почти 70 лет наблюдался период сейсмического затишья после землетрясения 1939 г. Этот период является, вероятно, временем накопления упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, реализованной в процессе землетрясения Маули.

По данным USGS координаты эпицентра землетрясения Маули следующие: 36.122° ю.ш. и 72.898° з.д. при глубине гипоцентра 33 км [20, 21]. Механизм очага соответствует взбросо-сдвигу. Разрыв из очага в течение ~ 100 с распространился в северо-восточном и юго-западном направлениях, общей протяженностью ~ 500 км, со средней скоростью 2.7 км/с [21]. В течение семи часов после главного толчка было зарегистрировано 25 сильных афтершоков $M_{\rm w} > 5.5$ в интервале глубин от 10 до 30 км (рис. 3).

К афтершокам землетрясения относятся также два сильных землетрясения, которые произошли через 12 дней после землетрясения Маули, с эпицентрами, расположенными севернее эпицентра землетрясения Маули [31]:

*M*_w = 7.2 (34.287° ю.ш., 71.657° з.д.), глубина очага 44 км;

- M_w = 6.9 (34.290° ю.ш., 71.950° з.д.), глубина очага 35 км.

За период с 27 февраля по 26 марта 2010 г. было зарегистрировано 1300 афтершоков $M_{\rm w} > 4.0$ [17].

Данные обработки объемных волн (метод инверсии), отражающие кинематику распространяющегося разрыва, хотя не всегда сопоставимы и не дают реальной картины генерации накопленной упругой энергии в плоскости разрыва при его распространении, тем не менее они позволяют считать, что разрыв в прибрежной зоне, вызывающий цунами, распространяется на глубины не более 50 км, в то время как по латерали имеет протяженность ~500 км [21, 22, 27, 37].

Нижний 50-ти км предел возможного распространения тектонического разрыва землетрясения, как и при других сильных землетрясениях, не находит в настоящее время логического объяснения в рамках субдукционной модели взаимодействия плиты Наска и Южно-Американской плиты.

Образование сейсмогенного разрыва землетрясения Маули сопровождалось косейсмическими смещениями поверхности эпицентральной зоны [36] (см. рис. 3, рис. 4):

– горизонтальные, в западном направлении, до 5 м;

вертикальные поднятия — 2 м;

– опускания – 1 м.



Рис. 4. Поле косейсмических смещений (по данным [36]).

(а) – горизонтальные смещения;

(б) – вертикальные смещения.

Обозначено: горизонтальные смещения (стрелки черным); поднятия (стрелки красным); опускания (стрелки синим). 1 – эпицентр землетрясения Маули 27.02.2010 г., $M_w = 8.8$; 2 – Чилийский желоб; 3 – станции ГНСС

Опускание поверхности в пределах прибрежной депрессии образовало вытянутую зону, протяженностью >300 км при ширине 100 км. Горизонтальные смещения в г. Буэнос-Айрос, на расстоянии >1000 км от эпицентральной области достигали 5 см, подтверждающее, что развитие сейсмотектонического процесса выходит за пределы эпицентральной зоны, т.е. зоны локализации афтершоков, поле смещений не ограничивается площадью афтершоков [36].



Рис. 5. Оседания кальдеры вулкана Невадос-де-Чиллиан (по данным [29]). (а) – интерферограмма смещений за период 1 марта 2007 г.–12 марта 2011 г.; (б) – временные интервалы интерферограмм смещений по разрезу Е–Е'. *1* – уровень земной поверхности; 2–7 – временной интервал смещений по разрезу: 2 – 30 января–10 апреля 2010, *3* – 3 марта 2008–24 апреля 2010, *4* – 1 марта 2007–9 марта 2010, *5* – 3 февраля 2008–26 марта 2010, *6* – 8 февраля 2010–26 марта 2010, *7* – 18 апреля 2008–12 марта 2011

Постсейсмический деформационный процесс захватил также часть вулканического пояса, прилегающего к эпицентральной зоне землетрясения Маули (см. рис. 1, а). Использование методов спутниковой радарной интерферометрии с синтезированной апертурой (InSAR) [29] позволило установить значительные оседания вулканических кальдер, достигающих 15 см, восточнее эпицентральной зоны землетрясения Маули, — подобные оседания кальдер вулканов известны в Японии после землетрясения Тохоку в 2011 г. [34, 35] (рис. 5).

После землетрясения Маули было зарегистрировано изменение гравитационного поля [6, 30] (см. рис. 1, б). Постсейсмические изменения гравитационного поля, достигающие до +10 мкГал в океане и –10 мкГал на континенте, захватывают значительно бо́льшую область по сравнению с эпицентральной зоной афтершоков, что актуально для объяснения в едином контексте происходящего процесса.

Полагаем и считаем важным подчеркнуть, что сильные землетрясения, являясь следствием тектонического процесса, отражают его основные характеристики, а также его развитие в пределах западной окраины Южно-Американской плиты. Далее будем исходить из предположения, что сейсмическая активность в переходной зоне континент—океан связана с упругими деформациями литосферы под воздействием тектонических напряжений и их пространственная концентрация определяет особенности развития сейсмотектонического процесса.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН (ЧИЛИЙСКИЙ СЕКТОР)

Основываясь на разработанной ранее модели [7, 26] строения литосферы западной окраины Южно-Американской плиты, мы представляем численное развитие нашей модели с использованием геофизических данных о мощности литосферы в этом районе, — нами построен гипотетический широтный разрез литосферы Южно-Американской плиты вдоль ~22° ю.ш. [16, 22, 24, 25, 28] (рис. 6).

На западной окраине Южно-Американской плиты мощность литосферы принята равной 50 км, с погружением на восток до 200 км и последующим подъемом до границы литосферы—верх-



Рис. 6. Модель-расчетная схема широтного разреза западной окраины Южно-Американской плиты (ЮАП) 22°–23° ю.ш. *1* – центр ротации ЮАП; 2 – направление вращения; *3* – область моделирования напряженно-деформированного состояния западной окраины ЮАП

няя мантия в направлении к Атлантическому океану до 50 км [10, 11]. Предполагаемая асимметрия разреза подошвы литосферы Южно-Американской плиты дает возможность задать соотношение действующих сил изостатического выравнивания, в предположении дифференциации скоростей кристаллизации мантийного расплава на границе литосфера—верхняя мантия. За условную (безразмерную) единицу принимается величина силы, действующая на элементарную горизонтальную площадку на глубине 50 км и равная нулю на глубине ~200 км (см. рис. 6).

В рамках этой модели полагаем, что на востоке океаническая литосфера изостатически всплывает, вызывая поворот плиты вокруг неподвижного центра тяжести *O* за счет дисбаланса подъемных сил, обусловленного асимметрией сечения упруго-изотропной литосферы в широтном направлении. При этом центр тяжести *O* неподвижен в системе координат *YOX*, то есть подъемные силы вызывают поворот против часовой стрелки массы плиты, при этом вес плиты препятствует перемещению закрепленного центра тяжести. Предметом анализа является напряженно-деформированное состояние фрагмента литосферы, в пределах прямоугольника со сторонами A, B, C, D, переходной зоны континент—океан (см. рис. 6).

В основу модели также заложены данные пространственной локализации очагов фоновых землетрясений, а именно — широтные разрезы с нанесенными гипоцентрами, подобными разрезу, представленному на рис. 2.

Пространственное положение очагов фоновых землетрясений $M \le 4$ дает основание предполагать, что разрез хрупкой литосферы переходной зоны континент—океан может быть представлен в виде модели от нижней границы океанической литосферы на глубине ~50 км с последующим переходом в континентальную литосферу с погружающейся западной окраиной плиты по границе континент—океан в восточном направлении под углом $\lfloor ~ 30^{\circ}-40^{\circ}$ (см. рис. 2, см. рис. 3).

Предполагается, что различие скоростей кристаллизации мантийных расплавов на глубине 50 км и выше приводит к повороту плиты за счет изостатического выравнивания. Мы провели моделирование напряженно-деформированного состояния фрагмента упругой литосферы в пределах прямоугольника со сторонами, обозначенными А-В-С-D, в условиях плоской деформации, возникающее за счет крутящего момента с закрепленной горизонтальной осью (см. рис. 6).

Для расчета напряженно-деформированного состояния до и после землетрясения Маули мы использовали программное обеспечение Comsol Multiphysics [15], реализующее метод конечных элементов. Предметом анализа является напряженно-деформированное состояние литосферы в переходной зоне континент—океан, включающее распределение интенсивности напряжений σ_i компонент σ_{xx} , σ_{xy} и смещений U_{yy} , U_{xx} . При этом интенсивность напряжений:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{yy}^2 + \sigma_{xx}^2 - \sigma_{yy}\sigma_{xx} + 3\sigma_{xy}^2\right)^{\frac{1}{2}}$$
(1)

является мерой концентрации упругой потенциальной энергии:

$$U = \frac{1+\mu}{3E_i}\sigma_i^2,$$
 (2)

где E — модуль упругости, μ — коэффициент Пуассона.

Представлен широтный разрез интенсивности напряжений σ_i в литосфере переходной зоны, выраженной в относительных единицах, в предположении, что упругий модуль области литосферы под океаническим желобом существенно ниже, за счет предшествующей диспергации геологической среды в процессе его образования и погружению океанической литосферы восточнее желоба препятствует давление верхней мантии [26] (рис. 7, а).

Выделяются зоны высокой интенсивности напряжений, т.е. зоны высокой концентрации упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в рамках принятой модели (см. рис. 7). Предполагаем, что в этих зонах развитие сейсмотектонического процесса, в том числе криповой диспергации геологической среды, происходит более интенсивно. Если предположить, что зоны высокой интенсивности напряжений одновременно являются областями максимальных октаэдрических напряжений сдвига, можно допустить, что они являются причиной, как фоновой сейсмичности, так и сильных землетрясений западной окраины Южно-Американской плиты. Локализация гипоцентров фоновой сейсмичности соответствует этой зоне (см. рис. 3). Сильнейшие землетрясения M > 7.7 расположены в области перехода нижней границы литосферы от океанической к континентальной литосфере.

В обобщенном разрезе нормированным положением оси глубоководного желоба, т.е. удаленностью эпицентров от оси желоба, гипоцентры сильных землетрясений попадают в эту зоны высокой интенсивности напряжений — в область перехода океанической в континентальную литосферу, включая гипоцентр землетрясения Маули (см. рис. 7, а). В этой зоне находятся гипоцентры последних сильнейших землетрясений в этом районе (см. рис. 7, б-г).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В нашей модели представлены распределения напряжений σ_{xx} , σ_{xy} в обобщенном широтном разрезе литосферы западной окраины Южно-Американской плиты (рис. 8).

Горизонтальные напряжения сжатия локализованы в верхней части континентальной литосферы, захватывая глубины до 30—40 км и достигая максимальных значений в диапазоне глубин 0—25 км (см. рис. 8, а). Максимальные напряжения горизонтального сжатия σ_{xx} в верхней части континентальной земной коры дают также основание предположить, что они ответственны за формирование складчатости и образование протяженного горного пояса Анд.

В погружающейся литосфере под континентом возникают напряжения растяжения, способствующие образованию трещин раскрытия, стимулирующие проникновение в них мантийных расплавов, достигающих поверхности (см. рис. 8, зона, обозначенная желтым). Одновременно напряжения сдвига σ_{xy} являются причиной развития фоновой сейсмичности, включая сильные тектонические землетрясения M > 7.7 (см. рис. 8, б).

Очаг землетрясения Маули, при глубине 33 км, попадает в область относительно высоких значений напряжений сжатия и положительных максимальных напряжений сдвига. По сейсмологическим данным, механизм очага является взбросо-сдвигом, что позволяет выбрать одну из двух возможных нодальных плоскостей разрыва [20, 21] (см. рис. 3).

Как показывают модели напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений разрыв распространяется через зоны высокой интенсивности напряжений, вызывая в этих зонах максимальные смещения берегов разрыва [8, 26]. Этим зонам соответствуют и очаги сильнейших афтершоков, в коротком интервале времени зарегистрированные после главного толчка. Спустя 12 суток после главного толчка землетрясения было зарегистрировано два сильных афтершока с магнитудами M = 6.9 и M = 7.0, пространственное положение плоскостей разрывов уверенно определено с использованием сейсмологических данных [20, 32, 33]. Наклон двух плоскостей разрывов протяженностью по горизонтали ~40 км и по вертикали ~30 км составляет угол $\lfloor ~ 60^\circ - 70^\circ$ (рис. 9).

При этом механизм очагов этих афтершоков соответствует механизму главного толчка землетрясения (см. рис. 9).

Эти землетрясения имеют собственные афтершоки. Если вынести гипоцентры этих афтершоков на разрезы предполагаемого строения литосферы, то следует предположить, что они попадают в зону высокой концентрации напряжений, вызывающей разрыв литосферы в наклонных плоскостях в ориентированных с горизонтом под углом $\sim 70^\circ$, т.е. разрыв главного толчка распространялся к поверхности под углом $\sim 70^\circ$ как сильных афтершоков $M \ge 7$ [33] (см. рис. 9, б).

Полученные данные подтверждают предложенную модель сейсмотектонического разрыва землетрясения Маули. В результате взбросо-сдвига океаническая литосфера поднимается, а континентальная литосфера восточнее этой зоны опускается в косейсмическом процессе образования сейсмического разрыва.

В этом случае модель объясняет причину поднятия океанического дна и опускания прибрежной депрессии. Опускание континента сопровождается смещением поверхности в западном направлении, регистрируемое сетью станций GPS наблюдений (см. рис. 4). Резкое поднятие океанического дна при распространении разрыва, достигающего максимума в прибрежной полосе, вызывает цунами [37].

После главного толчка землетрясения Маули за период с 15.03.2010 г. по 24.05.2010 г. было зарегистрировано более 7300 афтершоков. Если предположить, что образовавшийся разрыв вспарывает протяженную зону разлома Атакама, то следует ожидать изменения физико-механических свойств геологической среды, на которую повлияло это событие — тектоническая диспергация и, соответственно, произошло снижение упругих свойств в пределах разломной зоны (рис. 10).

Принимая условно снижение упругого модуля в этой области на порядок, приведены результаты расчетов σ_{xx} и τ_{xy} в рамках предлагаемой модели



Рис. 7. Интенсивность напряжений в переходной зоне континент-океан и афтершоки сильных землетрясений в Чили (с использованием данных [18, 19, 31]).

(а) – интенсивность напряжений в земной коре до землетрясения Маули; (б)–(г) – афтершоки землетрясения: (б) – Антофагаста 30.07.1995 г. (*M* = 8.0), (в) –Токопилла 14.10.2007 г. (*M* = 7.7), (г) – Маули 27.02.2010 г. (*M* = 8.8). *I* – афтершоки; *2* – главный толчок; *3* – положение оси глубоководного желоба



Рис. 8. Напряжения сжатия и растяжений σ_{xx} (а) и сдвига σ_{xy} (б) в переходной зоне континент-океан.

литосферы (см. рис. 10). Показано, что напряжения сжатия σ_{xx} в земной коре западнее разрыва снижаются, при этом напряжения сдвига τ_{xy} западнее разрыва возрастают и соответствуют зоне развития интенсивного афтершокового процесса в океанической литосфере.

Таким образом, механическое ослабление зоны контакта между океанической и континентальной литосферой, приводит к погружению континентальной литосферы и подъему океанической в рамках предлагаемой модели литосферы Южно-Американской плиты, что соответствует имеющимся экспериментальным данным. Активизация афтершокового процесса в океанической литосфере характерна для сильных землетрясений 30.07.1995 г. M = 8.0 и 14.07.2007 г. M = 7.7. Афтершоки первой фазы локализуются в области океанической литосферы, в виде облака, которое не отражается в субдукционной модели погружающейся океанической коры (см. рис. 7, а).

Изменение гравитационного поля вдоль профиля широтной ориентации дает основание предположить, что отрицательная область гравитационной аномалии связана с погружением континентальной литосферы, в том числе за пределами эпицентральной зоны землетрясения Маули (см. рис. 1, б). При этом положительная аномалия воз-



Рис. 9. Сейсмичность и положение сейсмических разрывов сильных афтершоков ($M_w = 7.0$ и $M_w = 6.9$) землетрясения Маули 11 марта 2010 г.

(а)–(б) – положение в плане и объемные модели разрывов сильных афтершоков (по [32]); (в)–(г) – сейсмичность профилей вкрест Чилийского желоба (по [33]).

Показано: граница разлома Атакама (пунктир красным); сейсмичность опускающейся плиты Наска (полосы оранжевым).

можно связана с поднятием океанического дна в результате образования взброса западного крыла сформировавшегося разрыва.

В течение шести лет после землетрясения область побережья южнее эпицентра землетрясения продолжает опускаться, в то время как территория вулканического пояса испытывает поднятие, достигающее 10 см [29]. При этом горизонтальные смещения поверхности в прибрежной полосе значительно превышают смещения западной периферии.

В результате проявление этих деформаций подтверждает, что они вызваны землетрясением Маули и являются его следствием.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматривая землетрясение Маули как масштабное проявление сейсмотектонического процесса западной окраины Южно-Американской плиты, представим обобщающую модель литосферы этого района в виде широтного разреза, условно соответствующего 35° ю.ш. в пределах 75° и 65° в.д. (рис. 11).

Восточнее оси глубоководного желоба, в интервале $\lfloor 73^{\circ} - 72^{\circ}$ граница океанической литосферы на глубине ~50 км переходит в погружающуюся границу континентальной литосферы. Зона контакта океанической литосферы с континентальной представляет собой область сильных тектонических землетрясений прибрежной территории Чили (см. рис. 11). В этой области очаги сильных землетрясений локализованы в интервале глубин 20–50 км, формируя разломную зону Атакама, хорошо выраженную в прибрежной тектонике Чилийского сектора Южно-Американской плиты [4, 5, 9, 24, 25].



Рис. 10. Напряжения сжатия σ_{xx} (а) и сдвига σ_{xy} (б) в переходной зоне континент-океан после землетрясения.

На тестовой модели напряженно-деформированного состояния Южно-Американской плиты показана концентрация напряжений сжатия в верхней части континентальной литосферы, выше границы Мохоровича (см. рис. 10). Концентрация напряжений сжатия в этой области дает логичное объяснение очагов коровых землетрясений и фоновой сейсмичности. Напряжения сжатия, вероятно, захватывающие интервал глубин земной коры ~30 км, отвечают за образование горной системы Анд. На фоне общего четвертичного опускания прибрежной депрессии напряжения сжатия образуют тектонические линзы выпирания, формирующие горные массивы Анд [5].

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2023

Сильные землетрясения вызваны высокой концентрацией тектонических напряжений в области перехода от океанической к континентальной литосфере (см. рис. 8). В этой зоне возникают очаги сильных землетрясений в интервале глубин от 20 до 50 км с разрывами, распространяющимися по латерали на ≥500 км вдоль западного побережья Чили. В совокупности они формируют разлом в литосфере с углом падения ∟65°-80° в пределах Чилийского сектора Южно-Американской плиты, повторяющий очертание береговой полосы ее западной окраины. При этом подъемные силы изостатического выравнивания при сильных землетрясениях вызывают резкое поднятие океанической литосферы и опускание литосферы



Рис. 11. Модель строения литосферы в переходной зоне континент—океан западной окраины Южно-Американской плиты (Чилийский сектор).

восточнее разлома. Поднятие литосферы вдоль береговой полосы вызывает формирование террас на западном побережье Чили, вызывая цунами [3–5, 37].

При великом землетрясении 22 мая 1960 г. M = 9.5 разрыв распространился в южном направлении от эпицентра главного толчка 39°30' ю.ш. и 74°30' з.д., в результате на протяжении 700– 800 км берег опустился на 1–5 метров [7]. Через два дня после землетрясения началось извержение вулкана Пуйеуэ. По-видимому, следует допустить, что повторное извержение вулкана Пуйеуэ произошло 05.06.2011 г. после землетрясения Мауле неслучайно. Сильные землетрясения вызывают вулканическую активность действующих вулканов, как это неоднократно отмечалось и в других районах земного шара [2, 7].

Нами было сделано предположение, что растягивающие напряжения в приграничной зоне погружающейся границы континентальной литосферы стимулируют развитие крупных трещин на глубине ~100 км, распространяющихся к дневной поверхности [7, 26] (см. рис. 11). Под давлением легкие мантийные расплавы устремляются в эти трещины, стимулируя их развитие и последующее продвижение магмы к поверхности с образованием периферических вулканических очагов. В рамках предложенной нами модели литосферы и напряженно-деформированного состояния после сильных землетрясений разрывы ослабляют контакт между океанической и континентальной литосферой. Резкое погружение континентальной литосферы в мантию вызывает возрастание давления вязкого расплава, способствует проникновению в трещины и подъему к поверхности, вызывая последующие вулканические извержения.

выводы

Рассматривая в нашей численной модели эпицентральную область землетрясения Маули 2010 г. $M_w = 8.8$ как масштабный фрагмент современного сейсмотектонического процесса западной окраины Южно-Американской плиты, косейсмические и постсейсмические проявления данного землетрясения, мы пришли к следующим выводам.

1. В численной модели литосферы Южно-Американской плиты (ЮАП), используя приведенные сейсмологические данные, мы допускаем возможность ротационного момента ЮАП как причину эпейрогенического процесса, вызывающего геосинклинальный прогиб переходной зоны континент—океан на западной окраине плиты и изостатическое поднятие океанической литосферы, и предполагаем образование протяженного разлома до глубины ~50 км.

2. Особенность строения литосферы в переходной зоне континент-океан (в Чилийском секторе Южно-Американской плиты) привели к формированию разлома Атакама, который образовал контакт с континентальной литосферой, нижняя граница которой погружается в мантию. В области контакта океанической и континентальной литосферы возникают тангенциальные напряжения, вызывающие сильные землетрясения, как землетрясение Маули, сопровождающиеся протяженными разрывами вдоль границы и в совокупности формирующими разлом вдоль западного побережья Южно-Американской плиты. Под разрывом землетрясения Маули мы понимаем протяженную зону длиной ~ 500 км и шириной ~50—80 км со средним углом падения $\bot \sim 70^{\circ} - 80^{\circ}$. Полагая, что движущей силой эпейрогенического процесса является непрерывный процесс кристаллизации мантийных расплавов в результате

остывания Земли, приводящий к постоянному нарастанию тектонических напряжений, вызывающих сильные землетрясения, которые сопровождаются протяженными взбросо-сдвигами в районе Чилийских Анд.

3. При землетрясении Маули в Чили окраина континентальной литосферы опустилась, одновременно океаническая литосфера поднялась. Причем сильнейшие гипоцентры афтершоков землетрясения Маули локализованы, в пределах зоны разлома Атакама и характеризуют высокий уровень концентрации тектонических напряжений предшествующих разрыву.

4. Процесс аккумуляции тектонических напряжений в эпицентральной зоне землетрясения Маули, по крайней мере с 1939 г., сопровождался упрочением зоны разлома с последующей разрядкой после землетрясения Маули. Образовавшийся разрыв в результате землетрясения Маули и зона его влияния образовали временную переходную зону между континентальной и океанической литосферой. Это привело к перераспределению напряжений, затем — к возрастанию напряжений сдвига в океанической литосфере, сопровождавшихся многочисленными афтершоками $M \leq 4$, одновременно происходила разрядка напряжения сжатия в верхней части континентальной литосферы до глубин ~25 км, т.е. под вулканическим поясом. Вулканические постройки испытали опускание. Мы предполагаем, что это связано с раскрытием трещин в условиях растяжения и излиянием расплавленной, сопровождаемой газами, магмы. Этот процесс вызывает отток магмы из периферических очагов, уменьшение их объемов с последующим оседанием вулканической постройки.

5. Таким образом, представленная численная модель литосферы западной окраины Южно-Американской плиты, в сочетании с тестовой моделью напряженно-деформированного состояния до и после сильных землетрясений в регионе исследования, дают непротиворечивую картину возможного развития сейсмотектонического процесса, в рамках динамического взаимодействия хрупкой литосферы Земли.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И.В. Лосеву (ГЦ РАН, г. Москва, Россия), за помощь при подготовке материала статьи. Авторы благодарят ЦКП "Аналитический центр геомагнитных данных" Геофизического центра РАН (г. Москва, Россия) за предоставленные оборудование. Авторы признательны анонимным рецензентам за комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-01349-23-00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Ломизе М.Г. Анды как периферический ороген распадающейся Пангеи // Геотектоника. 2008. № 3. С. 51–72.
- 2. Ломизе М.Г. Арауканский вулканический пояс (Анды) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 5. С. 1147–1150.
- 3. Ломизе М.Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд // Геодинамические исследования. 1975. № 2. С. 5–75.
- 4. Ломизе М.Г. Тектонические развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд // Бюлл. МОИП. Геология. 1975. Т. 2. № 3. С. 48–69.
- 5. *Милановский Е.Е.* Кайнозойский орогенез Центральных Анд // Геодинамические исследования. 1975. № 2. С. 76–161.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Маули, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47. https://doi.org/10.31857/S0002333720060046
- 7. *Морозов В.Н.* Глобальный тектогенез. Основные черты. М.: ГЕОС, 1999. 169 с.
- 8. Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю. Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069
- 9. *Пущаровский Ю.М., Архипов И.В.* Тектонические аспекты Чилийских Анд // Геотектоника. 1972. № 1. С. 88–104.
- Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 63–83.
- Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21° ю.ш. Ст.І. Геофизическая модель и тектоника // Физика Земли. 2001. № 2. С. 23–35.
- Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21° ю.ш. Ст. II. Тектонофизическая модель // Физика Земли. 2001. № 2. С. 36–57.
- Barrientos S., Vera E., Alvarado P., Monfret T. Crustal seismicity in Central Chile // J. South Am. Earth Sci. 2004. Vol. 16. Is. 8. P. 759–768. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.12.001
- Beck S., Barrientos S., Kausel E., Reyes M. Source characteristics of historical earthquakes along the Central Chile subduction zone // J. South Am. Earth Sci. 1998. Vol. 11. No. 2. P. 115–129. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4
- Comsol Multiphysics. URL: https://www.comsol.com/ [Accessed: 25.01.2023].

- Conrad C. P., Lithgow-Bertelloni C. Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. Is. 5. L05312 https://doi.org/10.1029/2005gl025621
- Cowan H., Beattie G., Hill K., Evans N., McGhie C., Gibson G., Lawrance G., Hamilton J., Allan P., Bryant M., Davis M., Hyland C., Oyarzo-Vera C., Quintana-Gallo P., Smith P. The M8.8 Chile earthquake, 27 February 2010// Bull. New Zealand Soc. Earthquake Engineer. Vol. 44. Is. 3. P. 123–166. https://doi.org/10.5459/bnzsee.44.3.123-166
- Delouis B., Monfret T., Dorbath L., Pardo M., Rivera L., Comte D., Haessler H., Caminade J.P., Ponce L., Kausel E., Cisternas A. The M_w = 8.0 Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A Precursor to the End of the Large 1877 Gap // Bull. Seism. Soc. Am. 1997. Vol. 87. No. 2. P. 427–445. https://doi.org/10.1785/BSSA0870020427
- Delouis B., Pardo M., Legrand D., Monfret T. The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. Vol. 99. No. 1. P. 87–94.

https://doi.org/10.1785/0120080192

 Duputel Z., Rivera L., Kanamori H., Hayes G. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010) // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 189. Is. 2. P. 1125–1147.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x

- Earthquake Hazards Program USGS. M = 8.8 36 km WNW of Quirihue, Chile. – URL: https://earthquake.usgs. gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_ 30/executive [Accessed: 25.01.2023].
- 22. Gavin P.H., Bergman E., Johnson K.L., Benz H.M., Brown L., Meltzer A.S. Seismotectonic framework of the 2010 February 27, M_w = 8.8 Maule, Chile earthquake sequence // Geophys. J. Int. 2013. Vol. 195. Is. 2. P. 1034–1051.

https://doi.org/10.1093/gji/ggt238

- Grossi P., Williams C., Cabrera C., Tabucchi T., Sarabandi P., Rodriguez A., Aslani H., Rahnama M. The 2010 Maule, Chile earthquake: Lessons and future challenges. Ed.by M. Rahnama, (Risk Management Solutions, USA. 2011), 41 p.
- Kley J., Monaldi C.R. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? // Geology. 1998. Vol. 26. Is. 8. P. 723–726.
- Moreno T., Gibbons W. The Geology of Chile. Ed. by B. Pankhurst, (Geol. Soc., London. UK. 2007), 395 p.
- Morozov V.N., Tatarinov V.N., Kagan A.I. Seismotectonic model of the western margin of the South American Plate. In: Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere. Springer. Innovation and Discovery in Russian Science and Engineering, (Springer. 2021), P. 469–479.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-63571-8_28

 Pararas-Carayannis G. The earthquake and tsunami of 27 February 2010 in Chile – evaluation of source mechanism and of near and far-field tsunami effects // Sci. Tsunami Hazards. 2010. Vol. 29. No. 2. P. 96–126.

- Pardo M., Comte D., Monfret T. Seismotectonic and stress distribution in the Central Chile subduction zone // J. South Am. Earth Sci. 2002. Vol. 15. Is. 1. P. 11–22. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00003-2
- Pritchard M., Jay J., Aron F., Henderson S.T., Lara L.E. Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 632–636. https://doi.org/10.1038/ngeo1855
- 30. Qu W., Han Y., Lu Z., An D., Zhang Q., Gao Y. Co-seismic and post-seismic temporal and spatial gravity changes of the 2010 Mw 8.8 Maule Chile earthquake observed by GRACE and GRACE Follow-on // Remote Sensors. 2020. Vol. 12(17). P. 2768. https://doi.org/10.3390/rs12172768
- Rietbrock A., RyderI., Hayes G., Haberland C., Comte D., Roecker S., Lyon-Caen H. Aftershock seismicity of the 2010 Maule M_w = 8.8, Chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution? // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. Is. 8. P. L08310. https://doi.org/10.1029/2012GL051308
- 32. Ruiz J.A., Hayes. P.H., Carrizo D., Kanamori H. Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile, $M_w = 7.0$ and $M_w = 6.9$ coastal intraplate earthquakes // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 197. Is. 1. P. 414– 434.

https://doi.org/10.1093/gji/ggt513

- Ryder I., Rietbrock A., Kelson K., Bürgmann R., Floyd M., Socquet A., Vigny C., Carrizo D. Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 188. Is. 3. P. 879–890. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05321.x
- Takada Y., Fukushima Y. Volcanic Subsidence Triggered by Megathrust Earthquakes // J. Disaster Res. 2014. Vol. 9. Is. 3. P. 373–380. https://doi.org/10.20965/jdr.2014.p0373
- 35. *Takada Y., Fukushima Y.* Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 637–641. https://doi.org/10.1038/ngeo1857
- Vigny C., Socquet A., Peyrat S., Ruegg J.-S., Métois M., Madariaga R., Morvan S., Lancieri M., Lacassin R., Campos J., Carrizo D., Bejar-Pizarro M., Barrientos S., Armijo R., Aranda C., Valderas-Bermejo M.-C., Ortega I., Bondoux F., Baize S., Lyon-Caen H., Pavez A., Vilotte J.P., Bevis M., Brooks B., Smalley R., Parra H., Baez J.-C., Blanco M., Cimbaro S., Kendrick E. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS // Science. 2011. Vol. 332. No. 6036. P. 1417–1421.

https://doi.org/10.1126/science.1204132

37. *Yamazaki Y., Cheung K.F.* Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. Is. 12. L12605.

https://doi.org/10.1029/2011GL047508

Seismotectonic Consequences of the Strong Earthquake Mauli (February 27, 2010, $M_w = 8.8$) in Chile: Digital Modeling of the Crust Stress-State of the Western Margin of the South American Plate

V. N. Morozov^a, A. I. Manevich^{a, *}

^aGeophysical Center RAS, bld. 3, Molodezhnaya st., 119296 Moscow, Russia *e-mail: a.manevich@gcras.ru

This article presents seismotectonic consequences of the strong Mauli earthquake in Chile, which occurred on the February 27, 2010, $M_w = 8.8$. The consequences are considered as a manifestation of a large-scale fragment of the general seismotectonic process on the western edge of the South American plate (Chilean sector). Our study shows that manifestations of postseismic processes of the Maule earthquake cover a much larger area compared to the epicentral zone of the aftershocks. Based on the comparison of the results of numerical modeling of the stress-strain state before and after the earthquake, seismological, geodetic, and satellite data. an alternative model of the development of the seismotectonic process in the Chilean sector of the South American plate was proposed. The stress-strain modeling was performed by the finite element method. The source of the Mauli earthquake, at a depth of 33 km, falls into the region of relatively high values of compression stresses and positive maximum shear stresses. It was shown, that other strong earthquakes of the Chilean sector in the interval of depths from 20 to 50 km are caused by high concentration of tectonic stresses in the region of transition from oceanic to continental lithosphere. Within the framework of the proposed model of the seismotectonic process, ruptures weaken the contact between the oceanic and continental lithosphere after strong earthquakes. Abrupt sinking of the continental lithosphere into the mantle causes an increase in viscous melt pressure, promotes penetration into mega-cracks, and rises to the surface, causing subsequent volcanic eruptions. It is shown that the results obtained in comparison with the coseismic consequences of earthquakes do not contradict these results of numerical modeling and give new insights into the structure of the lithosphere in the continent-ocean transition zone and the development of the seismotectonic process.

Keywords: Maule earthquake, South American plate, Chile trench, Nazca plate, stress-strain state, fault, numerical modeling

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ "ГЕОТЕКТОНИКА" (*GEOTECTONICS*)

DOI: 10.31857/S0016853X23030098, EDN: YSBHDM

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который должен содержать текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл; рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле) и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах $(1 \text{ таблица} = 1 \text{ Word } \phi a \ddot{n})$ и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP. автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, аффилиация авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

* Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).

* Ключевые слова: 8—12 слов и/или словосочетаний.

* Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения.

* Геологический очерк с описанием региона исследования.

* Описание метода исследования (если он нестандартен) и фактического материала.

* Основная часть, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.

* Результаты исследования.

- * Обсуждение результатов.
- * Заключение, или пронумерованные Выводы.
- * Благодарности.
- * Финансирование.
- * Список литературы.

* Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, аффилиацию авторов, аннотацию, ключевые слова.

* Таблицы.

* Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.

* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы, таблицы необходимо разместить после списка литературы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (YZK); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента.

2.4. Иностранные фамилии, а также названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9×7 см и не более 18×24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок — в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания — (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи под заголовком СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу. * Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*: *Белов Б.Б.* Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 139–161.

* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера станиц, *примеры*:

Белов Б.Б. Вулканизм Южного Урала — В сб.: Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

ИЛИ

Smith S.S. Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. – И.И. Иванов (ред.). – СПб.: Наука, 2005. 711 с.

* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иноязычных.

* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

3. Требования к электронной версии статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл "Readme" в формате программы Microsoft Word, содержащий: а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редколлегией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласова ние. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Перевод статьи на английский язык производит Pleiades Publishing, Ltd. Файлы PDF опубликованной статьи на русском и английском языках направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.