

Провинции “бассейнов и хребтов” – структурно-тектонические парагенезы ареального рифтинга

М. Г. Леонов, А. С. Балувев, Е. С. Пржиялговский

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, e-mail: mgleonov@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.07.2025 г., принята к печати 23.10.2025 г.

Объект исследования. Структурно-тектонические провинции, представленные многократным чередованием отрицательных (впадины, грабены, грабен-синклинали) и комплементарных им положительных (поднятия, горсты, горст-антиклинали) морфоструктур, известные как области диффузного (расседоточенного, ареального) рифтинга. В статье рассмотрены: Провинция бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря, Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тянь-Шаньского альпийского орогена, Беломорский регион. *Цель.* Характеристика структуры, механизма формирования и геодинамики “ареальных” рифтовых систем, определение места ареальных систем в структуре и эволюции земной коры. *Методы.* Сравнительный структурно-тектонический анализ геологических объектов с привлечением данных дистанционных и экспериментальных исследований. *Результаты.* Установлены главные характерные черты строения и эволюции ареальных (диффузных) рифтовых систем: многократное чередование прогибов (грабенов) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, валов); распространение парагенеза “впадина/поднятие” в виде широких ареалов, приуроченных к окраинным частям молодых и древних платформ или к внутриконтинентальным орогенам; отсутствие магистральных рифтовых долин и разломов; отсутствие сквозькоровых разломов; связь с объемным разрыхлением и твердопластическим (реидным) течением горных масс фундамента в пределах динамически ослабленных участков земной коры и сдвигового поля напряжений при регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. *Выводы.* Рассмотренные провинции представляют собой парагентические ансамбли объемного сдвига и морфоструктурно могут быть определены как провинции “бассейнов и хребтов”. Тектонические ансамбли этого типа являются особой категорией, ни структурно, ни динамически не являющейся аналогом линейных рифтовых систем. Линейные рифтовые системы – это производные механического раскола и раздвижения сегментов континентальной коры (составляющая субглобального тектогенеза), ареальные системы – результат твердопластического (реидного) течения горных масс в пределах динамически неустойчивых участков платформ и ороменов (составляющая регионального тектогенеза).

Ключевые слова: *ареальный рифтинг, геодинамика, орогены, сдвиг, тектоника континентов, тектоническое течение, транспрессия, транстенсия, Северная Америка, Зондаленд, Забайкалье, Тянь-Шань, Белое море*

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН РАН (№ FMMG-2023-0007)

Provinces of basins and ranges – structural and tectonic parageneses of areal rifting

Mikhail G. Leonov, Aleksandr S. Baluev, Evgeny S. Przhiyalgovskii

Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: mgleonov@yandex.ru

Received 19.07.2025, accepted 23.10.2025

Research subject. Structural and tectonic provinces represented by multiple alternations of negative (depressions, grabens, graben-synclines) and complementary positive (uplifts, horsts, horst-anticlines) morphostructures, known as areas of diffuse (dispersed, areal) rifting. The following geological objects are analyzed: the Province of Basins and Ranges (North America), the Selengino-Vitim Zone (Western Transbaikalia), the Sunda Shelf of the South China Sea, the Gissar-Alai and Central Segments of the Tien Shan Alpine Orogen. *Aim.* To characterize the structure, formation mechanism, and geodynamics of “areal” rift systems, as well as to determine their place in the structure and evolution of the Earth’s crust. *Methods.* Comparative structural and tectonic analysis of geological objects using remote and experimental research data.

Для цитирования: Леонов М.Г., Балувев А.С., Пржиялговский Е.С. (2026) Провинции “бассейнов и хребтов” – структурно-тектонические парагенезы ареального рифтинга. *Литосфера*, 26(2), 270–304. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-2-270-304>. EDN: NCVKBE

For citation: Leonov M.G., Baluev A.S., Przhiyalgovskii E.S. (2026) Provinces of basins and ranges – structural and tectonic parageneses of areal rifting. *Lithosphere (Russia)*, 26(2), 270–304. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-2-270-304>. EDN: NCVKBE

Results. The main characteristic features of the structure and evolution of areal (diffuse) rift systems have been established. These include the multiple alternation of troughs (grabens) and uplifts separating them (ridges, mounds, shafts); the spread of the “depression/uplift” paragenesis in the form of wide areas confined to the marginal parts of young and ancient platforms or to intracontinental orogens; the absence of main rift valleys and faults; absence of through-core faults; connection with volumetric loosening and solid-plastic (rheid) flow of basement rock masses within dynamically weakened areas of the Earth’s crust and shear stress field with the regulating role of fractal organization of geological space. **Conclusions.** The provinces under consideration are paragenetic ensembles of 3D shear and can be morphostructurally defined as “basin and ridge provinces”. Tectonic ensembles of this type are a specific category that is neither structurally nor dynamically analogous to linear rift systems. Linear rift systems are derived from the mechanical splitting and spreading of continental crustal segments (a component of subglobal tectogenesis), while areal systems are the result of brittle–plastic (reid) flow of rock masses within dynamically unstable areas of platforms and orogens (a component of regional tectogenesis).

Keywords: areal rifting, geodynamics, orogens, shift, continental tectonics, tectonic flow, transpression, transtension, North America, Sondaland, Transbaikalia, Tien Shan, White Sea

Funding information

The study is supported by state project of the Geological Institute of the RAS (No. FMMG-2023-0007)

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенные структуры – распространенное проявление внутриконтинентального тектогенеза, и этот тезис не нуждается в комментариях (Артемов, Артюшков, 1968; Логачев и др., 1968; Томпсон, 1970; Леонов, 1972, 2001; Милановский, 1976; Райт, Троксел, 1976; Bosworth, 1985; Грачев, 1987; Казьмин, 1987; Jones et al., 1992; Хаин, Соколов, 1993; Ярмолюк, Иванов, 2000; Mart, Dauteuil, 2000; Никишин, 2002; Кузьмин, Ярмолюк, 2006; Шенгер, Натальин, 2009; Балувев и др., 2012, 2021; Тверетинова, 2017; Строение..., 2022). Определения понятия “рифт” многообразны, но достаточно сходны. Согласно (Осадочные..., 2004), “рифты представляют собой линейно вытянутые, эшелонированные или кулисообразно подставляющие друг друга системы грабенов различной морфологии и кинематики, образовавшиеся в обстановке растяжения (грабены) либо транстенсии/транспрессии (структуры пул-апарт)”. К главным диагностическими признаками рифтов относят тектоническую структуру и геодинамический режим формирования. Иные признаки, такие как состав пород, наличие или отсутствие магматизма и метаморфических преобразований, наличие зон аккомодации и пр., “вторичны и не настолько постоянны, чтобы служить критерием выделения рифтов” (Осадочные..., 2004, с. 45), добавим – и критериями их сравнительной характеристики.

Наиболее изучены рифты, генетически связанные с региональными расколами земной коры и имеющие линейный габитус – преобладание протяженности (до многих тысяч километров) над шириной (десятки, реже сотни километров). К этому типу относятся Байкальская и Эфиопско-Кенийская рифтовые системы, система грабенов Центрально-Французского массива, Верхнего Рейна и Осло, рифт Мид-континента и пр.

Известны также ареальные (до 500 × 1000 км) рифтовые системы, или системы рассредоточенного (диффузного, от лат. diffusio – распространение, рассеивание) рифтинга (Борукаев, 1999; Богданов, 2000), состоящие из многократного чередования линейно ориентированных впадин (грабенов, грабен-синклиналей) и комплементарных им выступов фундамента (горстов, горст-антиклиналей), формирующих особую разновидность структурно-парагенетических ансамблей (Балуев, 2013). Подобные системы известны и как тафрогены (от греч. τάφρος – ров), однако этот термин использован для обозначения различных геологических структур и его употребление в данном случае вряд ли целесообразно. Системы подобного площадного (ареального) развития рифтов обычно рассматривают в общем контексте рифтогенеза (Милановский, 1976; Осадочные..., 2004; Балувев, 2013; Тверетинова, 2017; Балувев и др., 2021), при этом главным объектом исследования являются отрицательные структуры (прогибы, грабены), тогда как положительным формам отведена роль внутренне пассивных массивов, испытывавших перемещения en bloc. Работы, содержащие анализ внутренней син-рифтовой тектоники “горстов”, а также сравнительный анализ областей ареального рифтинга, малочисленны, и данная статья в некоторой степени восполняет этот пробел.

В статье рассмотрены объекты, расположенные в различных частях Земного шара и в разных геодинамических обстановках (рис. 1): Провинция бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря, Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тянь-Шаня, Рифтовая система Белого моря. Мы долгие годы занимались изучением строения и геологической эволюции трех последних из перечисленных провинций на основании личных полевых исследований и обработки



Рис. 1. Расположение областей рассредоточенного рифтинга в пределах континентальной коры.

Fig. 1. Location of the areas of distributed rifting within the continental crust.

новых геолого-геофизических материалов, что отражено в публикациях.

ПРОВИНЦИИ АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА

1. Провинция бассейнов и хребтов

Провинция бассейнов и хребтов (Sharp, 1939; Nolan, 1943; Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Лукьянов, 1965; Nose, Daneš, 1968; Кук, 1970; Милановский, 1976; Хоуз, Данеш, 1976; Compton et al., 1977; Hamilton, 1978; Макаров и др., 1982; Jones et al., 1992; Иванов, Иванов, 1996; Thatcher et al., 1999; Flesch et al., 2000; Никишин, 2002; Bennett et al., 2003; Осадочные..., 2004; Романюк, 2008; Hammond et al., 2016; и др.) расположена на юго-западной окраине Северо-Американского континента (рис. 2), ограничена горами Сьерра-Невада (на западе), Скалистыми горами (на востоке), плато Колорадо (на юго-востоке) и Колумбийским плато (на севере) и имеет размер $\approx 600 \times 1000$ км.

Территория Провинции представляет собой сводовое поднятие, осложненное системой многочисленных субпараллельных узких хребтов (поднятий, горстов) и разделяющих их долин (впадин, грабеннов). Восточная часть Провинции расположена на

древней Северо-Американской платформе, западная – на складчатом основании, сформированном в процессе невадийской (ранний и средний мезозой) и ларамийской (поздний мезозой – начало кайнозоя) орогений, однако тектоническая структура Провинции бассейнов и хребтов не связана непосредственно с системами более древних ларамийских и невадийских структур; влияние древнего структурного плана проявлено лишь спорадически.

В результате ларамийской орогении территория была спаяна в единый Северо-Американский континент. Принято считать, что примерно 42 млн лет назад (поздний эоцен) на западной территории Северной Америки началось растяжение земной коры, которое захватило полосу континентальной окраины, и была, в частности, сформирована структура Провинции бассейнов и хребтов (Wernicke, 1981; Engebreston et al., 1984; Dickinson, 2002; Романюк, 2008). При этом были обособлены крупные, относительно стабильные коровые блоки (плато Колорадо, Сьерра-Невада с Большой Долиной).

Провинция представлена двумя структурными этажами: фундаментом и чехлом (рис. 3). Фундамент обнажен в пределах хребтов и сложен кристаллическими породами нижнего докембрия и осадочными отложениями верхнего докембрия – фане-

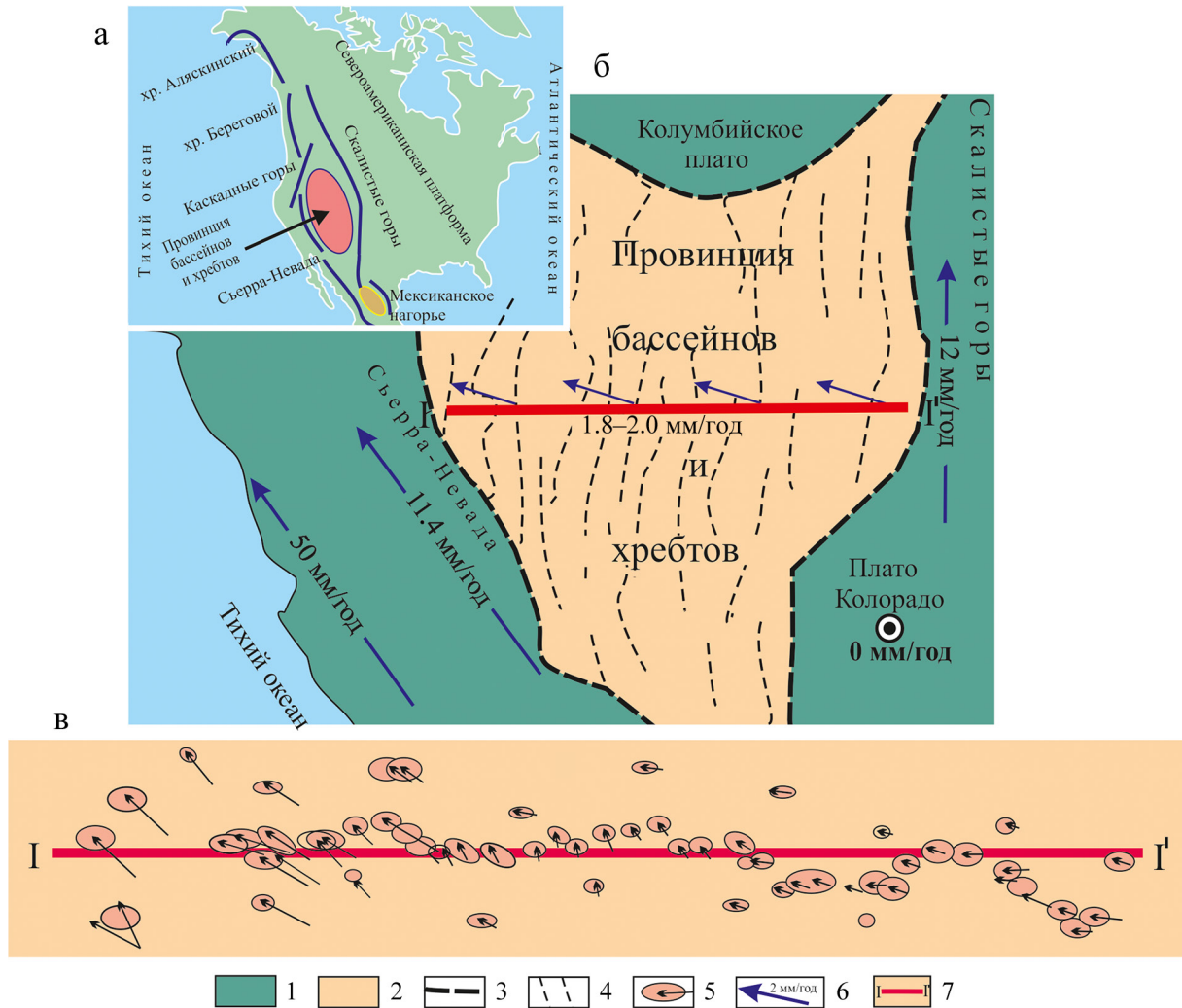


Рис. 2. Провинция бассейнов и хребтов (Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Милановский, 1976; Thatcher et al., 1999; Bennett et al., 2003).

а – расположение Провинции на территории Северо-Американского континента; б – общая структура и скорости деформации сдвига; в – линия профиля I–I' GPS измерений.

1 – структуры обрамления Провинции бассейнов и хребтов; 2 – территория Провинции бассейнов и хребтов; 3 – границы Провинции бассейнов и хребтов; 4 – линии простираения положительных форм рельефа (хребтов); 5 – скорости станций GPS относительно стабильного блока Колорадо и эллипсы стандартного отклонения; 6 – скорости станций GPS, усредненные; 7 – линия профиля GPS измерений (Zeng, 2022).

Fig. 2. Basin and Range Province (Irdley, 1954; Lukyanov, 1965; Milanovsky, 1976; Thatcher et al., 1999; Bennett et al., 2003).

а – location of the Province on the territory of the North American continent; б – general structure and rates of shear deformation; в – line of profile I–I' of GPS measurements.

1 – structures of the framing of the Basin and Range Province; 2 – territory of the Basin and Range Province; 3 – boundaries of the Basin and Range Province; 4 – strike lines of positive landforms (ranges); 5 – velocities of GPS stations relative to the stable Colorado block and standard deviation ellipses; 6 – averaged velocities of GPS stations; 7 – GPS measurements profile line (Zeng, 2022).

розоя. Породы фундамента смяты в пологие складки, интродуцированы дайками и силлами двуслюдяных гранитов и пегматитов, несогласно перекрыты палеогеновыми и миоценовыми игнибридами. Впадины выполнены осадочно-вулканогенными пост-ооценовыми отложениями мощностью 2–4 км.

В плиоцене возникли покровы андезитов, базальтов, их туфов и туфобрекчий. Проявление активных магматических процессов в палеогене и миоцене – одна из характерных особенностей Провинции бассейнов и хребтов. Объемы фундамента, образующие хребты, во многих случаях ограни-

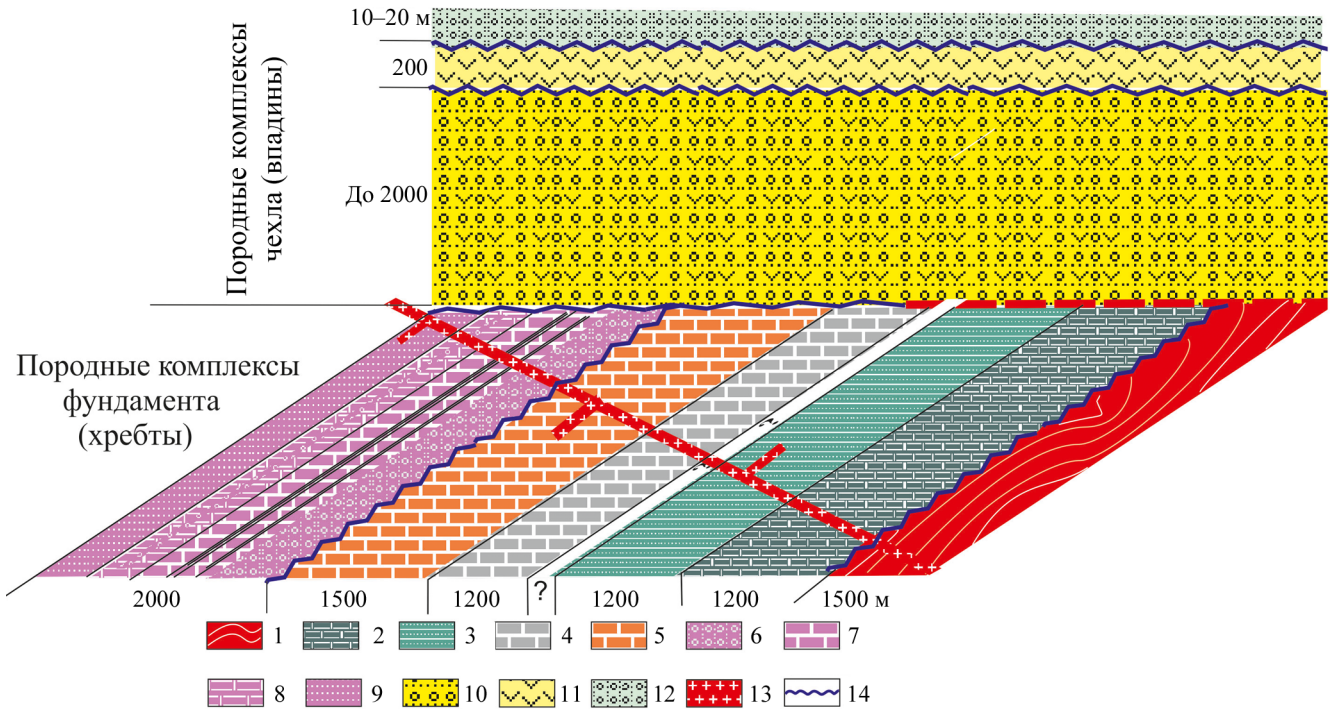


Рис. 3. Литостратиграфические комплексы Провинции бассейнов и хребтов (Лукьянов, 1965; Nose, Daneš, 1968; Милановский, 1976; Jones et al., 1992).

1 – докембрий (кристаллические сланцы, гнейсы); 2 – кембрий (силлиманит-гранатовые и кварц-биотитовые сланцы, мраморы, гранулиты); 3 – ордовик (кварциты, кварц-биотитовые сланцы, мраморы, гранулиты, гнейсы); 4 – карбон (известняки, мраморы, кварциты, сланцы); 5 – пермь (известняки, конгломераты); 6–9 – триас: 6 – конгломераты, песчаники, 7 – известняки с прослоями глин, 8 – известняки с прослоями конгломератов, 9 – песчаники; 10 – верхний миоцен, формация Гумбольдт (фангломераты, конгломераты, песчаники, глины, известняки, пеплы, туфы, брекчии, прослой риолитов); 11 – плиоцен (пироксеновые андезиты, оливиновые базальты, их туфы и туфобрекчии); 12 – четвертичные отложения (песчано-гравийный пролювий и делювий с неокатанными валунами и гальками пород фундамента); 13 – юрско-раннетретичные двуслюдяные граниты и пегматиты; 14 – поверхности размыва и углового несогласия.

Fig. 3. Lithostratigraphic complexes of the Basin and Range Province (Lukyanov, 1965; Nose, Daneš, 1968; Milanovsky, 1976; Jones et al., 1992).

1 – Precambrian (crystalline schists, gneisses); 2 – Cambrian (sillimanite-garnet and quartz-biotite schists, marbles, granulites); 3 – Ordovician (quartzites, quartz-biotite schists, marbles, granulites, gneisses); 4 – Carboniferous (limestones, marbles, quartzites, schists); 5 – Permian (limestones, conglomerates); 6–9 – Triassic: 6 – conglomerates, sandstones, 7 – limestones with clay interlayers, 8 – limestones with conglomerate interlayers, 9 – sandstones; 10 – Upper Miocene, Humboldt Formation (fanglomerates, conglomerates, sandstones, clays, limestones, ash, tuffs, breccias, rhyolite interlayers); 11 – Pliocene (pyroxene andesites, olivine basalts, their tuffs and tuff breccias); 12 – Quaternary deposits (sand and gravel proluvium and deluvium with unrounded boulders and pebbles of basement rocks); 13 – Jurassic-early Tertiary two-mica granites and pegmatites; 14 – surfaces of erosion and angular unconformity.

чены разломами, которые принято относить к нормальным сбросам и сбросо-сдвигам, наклоненными в сторону впадин. Наклон блоков не превышает 20°, а угол падения граничных разрывов составляет 65–80°. Глубина проникновения в коровый слой крутых разрывов 8–24 км, пологих – первые километры: образуются горсты (горст-антиклинали) и грабены (грабен-синклинали). Вертикальное смещение опущенных блоков относительно приподнятых – до 3–4 тыс. м.

Одной из характерных особенностей Провинции является четкая морфоструктурная (тектоническая) делимость – регулярное расположение бассейнов и хребтов с шагом 25–30 км между осе-

выми плоскостями однотипных морфоструктур (рис. 4).

Протяженность разломов составляет от первых до нескольких десятков километров. Часто разломы расположены в виде кулис с отклонением границ хребтов от прямолинейной формы (Nolan, 1943). Границы поднятие/впадина извилистые; хребты и впадины образуют изгибы и петли; периклинальные окончания поднятий имеют овальную форму. Такую конфигурацию трудно объяснить только разломными ограничениями, тем более что линии многих “сбросов” криволинейны, а большинство хребтов имеют дугообразную форму. Эти особенности позволили К. Даттону в отчете геологи-

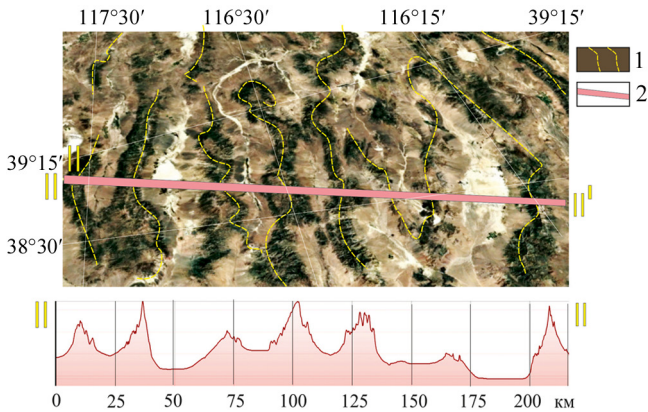


Рис. 4. Рельеф и морфоструктурная делимость территории Провинции бассейнов и хребтов (основа: Google Earth Pro).

1 – оси хребтов, сложенных породами палеозойского основания; 2 – линии профилей.

Fig. 4. Relief and morphostructural divisibility of the territory of the Basin and Range Province (basis: Google Earth Pro).

1 – axes of ridges composed of Paleozoic basement rocks; 2 – profile lines.

ческой службы США за 1984–1885 гг. определить морфоструктуру Провинции как “армию ползущих с юга на север гигантских гусениц”. На контакте пород чехла и фундамента отмечены структуры волочения (Райт, Троксел, 1976). Установлены пять этапов активизации разломообразования: поздний–средний миоцен; средний миоцен (?); поздний миоцен (время образования формации Гумбольт, перемещения значительны); конец миоцена; плиоцен – поздний плейстоцен (главное поднятие хребтов); плейстоцен – наши дни (подвижки незначительны). Разновременное заложение отдельных дизъюнктивов не позволяет рассматривать их в качестве фрагментов единых протяженных разломных структур.

В регионе отмечены разломы со сдвиговой кинематикой (Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965). Наличие современных сдвиговых деформаций в пределах Провинции и в ее обрамлении (хребты Сьерра-Невада, плато Колорадо, Скалистые горы) подтверждено массовыми GPS измерениями (Compton et al., 1977; Thatcher et al., 1999; Flesch et al., 2000; Bennett et al., 2003; Fay et al., 2008; Hammond et al., 2016; Zeng, 2022). Не затрагивая деталей – они приведены в цитируемых работах, отметим, что наиболее интенсивная деформация сосредоточена вдоль западного и восточного бортов Провинции (см. рис. 2). Относительное движение сегментов Великая долина–Сьерра-Невада по отношению к плато Колорадо имеет скорость 11.4 ± 0.3 мм/год, а по отношению к блоку Северной Америки – 12.4 мм/год. В то же время движение Центральной части Про-

винции относительно плато Колорадо идет со скоростью 2.8 ± 0.2 мм/год. Незначительные и относительно постоянные величины деформации характерны для центральной территории Провинции бассейнов и хребтов на протяжении около 500 км в поперечнике. Значения скоростей и ориентировка (юго-восток–северо-запад) векторов смещения указывают на существование диагонального по отношению к общему простиранию Провинции бассейнов и хребтов рассредоточенного сдвига, с более значительной (9.3 ± 0.2 мм/год) деформацией в восточной части региона. Хотя амплитуда горизонтальных подвижек мала (Кинг, 1961), они во многом определяют геодинамику Провинции: “сдвиги развивались постепенно, наращивая амплитуду на протяжении... всего кайнозоя... одновременно с развитием блоковой структуры в Провинции бассейнов и хребтов” (Лукьянов, 1965, с. 137).

Провинция, представляя собой типичную систему диффузного (рассредоточенного) сдвига, по отношению к сопредельным блокам Сьерры-Невады и Скалистых гор ведет себя как относительно стабильный фрагмент коры, что подчеркивается также отсутствием явно выраженных структур растяжения и сжатия в пределах Провинции (подобные структуры проявлены лишь на границе со Скалистыми горами и хребтами Сьерра-Невады) и незначительной дислоцированностью третично-четвертичных отложений, образующих пологие моноклинали, иногда нарушенные разломами. Скорости вертикального подъема горных масс Провинции относительно системы отсчета в Неваде составляют от 0.5 до 2.0 мм/год.

Цитированные авторы рассматривают несколько групп движущих сил, которые действуют в пределах Провинции: межплитные (внешние, пограничные) силы, обусловленные взаимодействием Тихоокеанской и Северо-Американской плит; силы, действующие на основание плит (базальные); силы внутренние, создаваемые плотностными и гравитационными неоднородностями в коре и верхней мантии, к внутренним отнесены также силы, вызванные постсейсмической вязкоупругой релаксацией горных масс.

Внешние (межплитные и базальные) силы, по мнению (Thatcher et al., 1999), моделируют поле внутрикоровых сил. Относительно низкие (порядка 10^{18} Па/с) значения эффективной вязкости в нижней коре и верхней мантии при относительно высоких значениях вертикальной составляющей движения горных масс дают основание указанным авторам заключить, что рельеф в регионе формируется за счет действия совокупности именно внутрикоровых сил. Учитывая, что диффузный сдвиг вызывает эффект необратимого увеличения объема деформируемого материала (дилатансию), особенно заметно проявляющегося при сдвиговом деформировании горных пород (Гарагаш, 2006), и что уве-

личение объема может достигать 15–20% от первоначального (Поспелов, 1972; Лавриков, Ревуженко, 2019), логично допустить вклад этого процесса в формирование куполообразного поднятия территории Провинции. Увеличение объема коры Провинции в процессе эволюции подтверждено данными совокупной интерпретации геологических, сейсмических и геодезических данных (Шевченко и др., 1996).

В пределах Провинции на глубинах от 5 до 20 км расположен высокопластичный слой динамосланцев зеленосланцевой фации метаморфизма, местами выходящий на земную поверхность и отделяющий область хрупких деформаций от более глубоких горизонтов литосферы (Lachenbruch, Sass, 1978; Макаров и др., 1982; Jones et al., 1992; Иванов, Иванов, 1996). Возраст пород слоя определен в интервале 25–10 млн лет (миоцен) (Compton et al., 1977; Coney, Hams, 1984). Течение материала в пределах слоя ориентировано косо по отношению к простиранию впадин и хребтов Провинции: на ранних стадиях – в северо-северо-западных румбах, позднее – в направлении СВ 60° (Hamilton, 1987), т. е. не соответствует предполагаемому чисто широтному растяжению (Wernicke, 1981; Engebreston et al., 1984; Dickinson, 2002; Романюк, 2008), но совпадает с данными GPS наблюдений.

Рифтогенная система бассейнов и хребтов расположена в пределах тектонически активной зоны перехода от Тихого океана к древнему Североамериканскому кратону, что определяет сложное и неоднородное глубинное строение территории (Hose, Daneš, 1968; Хоуз, Данеш, 1976; Coney, Hams, 1984; Armstrong, Ward, 1991; Jones et al., 1992; Friedmann, Burbank, 1995; Романюк, 2008; Добрынина, 2013) (рис. 5). Для Провинции бассейнов и хребтов характерна утоненная (25–30 км) верхняя кора. На подошве коры не выявлено вариаций глубины залегания (структурных нарушений), что связано с вязкопластическим характером кайнозойских и современных деформаций в нижней коре и верхней мантии (Романюк, 2008).

Ниже поверхности Мохо и до глубин 75–100 км расположена низкоскоростная мантия. Характерны также пониженные на 6–8% сейсмические скорости Р- и S-волн, аномально низкие групповые скорости волн Рэля и высокие коэффициенты поглощения сейсмической энергии, которые прослежены до 300 км (Grand, 1987; Humphreys, Dueker, 1994). Эти данные, вместе с наблюдаемым увеличенным тепловым потоком (порядка 70–100 мВт/м²) и высоким рельефом, позволили (Humphreys, Dueker, 1994) выделить горячую и близкую к плавлению или с небольшой долей расплава деплетированную мантию.

Свидетельством течения горных масс служат, в частности, метаморфические ядра кордильерского типа, сложенные породами средней коры. Растека-

ние коры, по-видимому, было стимулировано также наличием линзы корово-мантийной смеси, обладающей повышенной текучестью. Утонение и общий подъем территории начались около 17 млн лет назад, в раннем миоцене. Большинство исследователей связывает утонение коры и развитие разломно-блоковой структуры Провинции с процессом постэоценового растяжения, величина которого оценивается от 50 до 150 км. Однако, как считает Т. Нолан (Nolan, 1943), и с этим трудно не согласиться, развитие системы бассейнов и хребтов невозможно только за счет растяжения без пластического течения или объемного дробления горных масс.

Равным образом региональные силы растяжения не могут обеспечить поднятие горных блоков. Альтернативой масштабному растяжению (поперечному удлинению) земной коры в регионе может быть предположение о реидном перераспределении горных масс, обусловленном вязкопластическим течением пород в нижних горизонтах коры, на чем акцентируется внимание в ряде публикаций (Иванов С.Н., Иванов К.С., 1996; Лобковский и др., 2004), и катакластическим (хрупко-вязким) течением и разрывно-блоковой тектоникой – в верхних (рис. 6). Подробнее об этом см. в разделе “Обсуждение материала”.

Кроме того, уровень сейсмичности в регионе существенно ниже относительно такового окружающих территорий (рис. 7) (Кук, 1970), что может служить косвенным свидетельством рассредоточения в пространстве структурных концентраторов сейсмической энергии (диффузного сдвига). “Характер внутреннего строения и положение... среди других структур позволяют предположить, что вся эта зона <Провинция бассейнов и хребтов> является зоной сдвиговых деформаций” (Лукиянов, 1965, с. 137), а сдвиговая природа структуры Провинции “лучше, чем другие... предлагавшиеся гипотезы, объясняет происхождение структуры типа Бассейнов и Хребтов” (Кинг, 1961, с. 262).

Следующие подразделы (2, 3) посвящены геологии тектонических провинций Западного Забайкалья и Тянь-Шаня, имеющих существенное сходство с рассмотренной Провинцией бассейнов и хребтов. Описание дано в сжатой форме, поскольку вместе с обширной библиографией приведено в работах (Леонов и др., 2025а, б).

2. Селенгино-Витимская тектоническая провинция (Западное Забайкалье)

Селенгино-Витимская зона (рис. 8) (Флоренсов, 1960), или зона линейного коробления (Уфимцев, 2002), представляет собой протяженную (200 × 1200 км), тектонически и морфологически обособленную среднегорную провинцию, ограниченную линейными зонами концентрированной

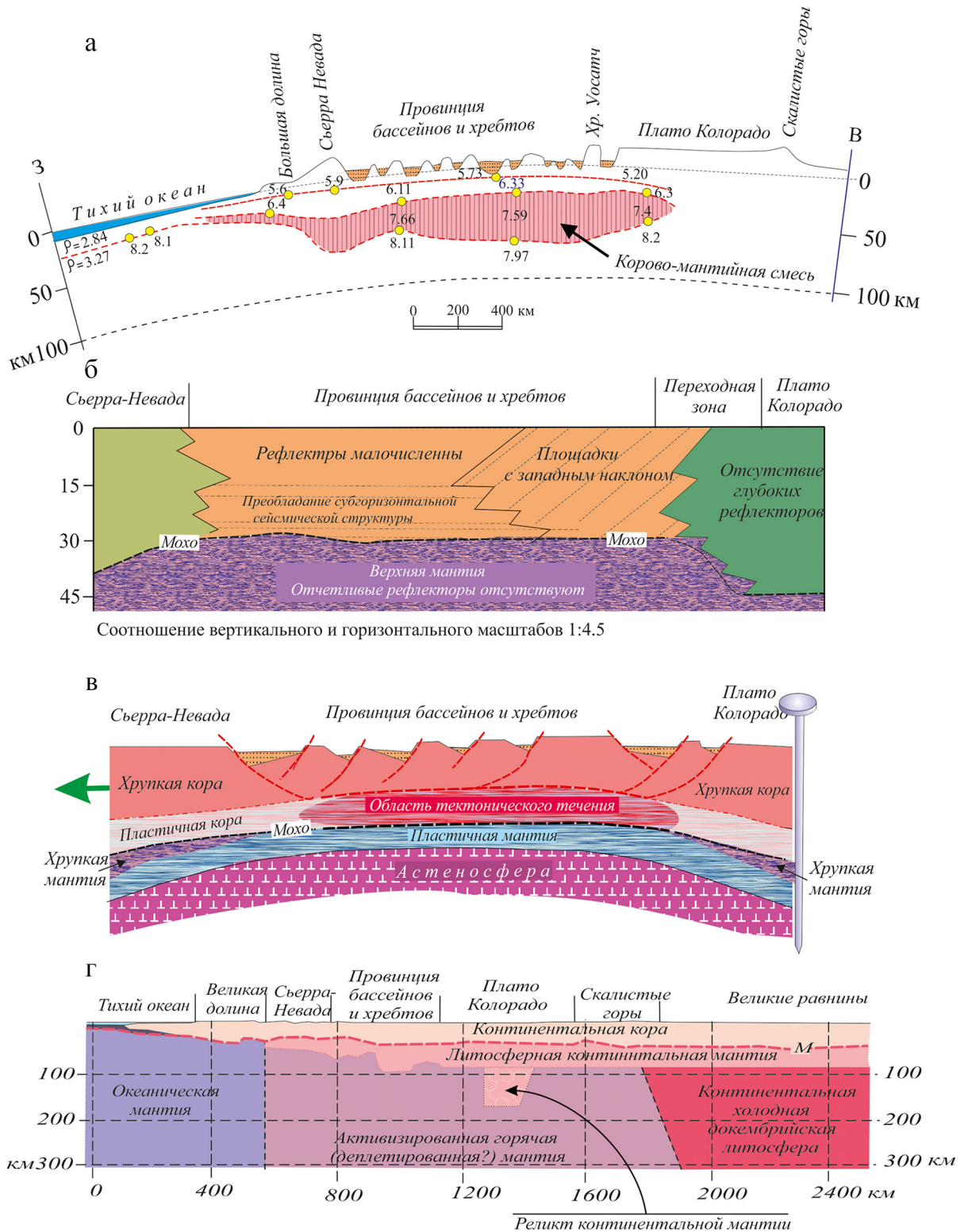


Рис. 5. Глубинное строение территории Провинции бассейнов и хребтов.

а – (Кук, 1970; Милановский, 1976); б – (Allmendinger et al., 1987); в – (Лобковский и др., 2004), сходная модель была предложена ранее (Иванов С.Н., Иванов К.С., 1996); г – (Романюк, 2008). Объяснения см. на рисунках и в тексте.

Fig. 5. Deep structure of the Basin and Range Province territory.

а – (Cook, 1970; Milanovsky, 1976); б – (Allmendinger et al., 1987); в – (Lobkovsky et al., 2004), a similar model was proposed earlier (Ivanov S.N., Ivanov K.S., 1996); г – (Romanyuk, 2008). Explanations in the figures and in the text.

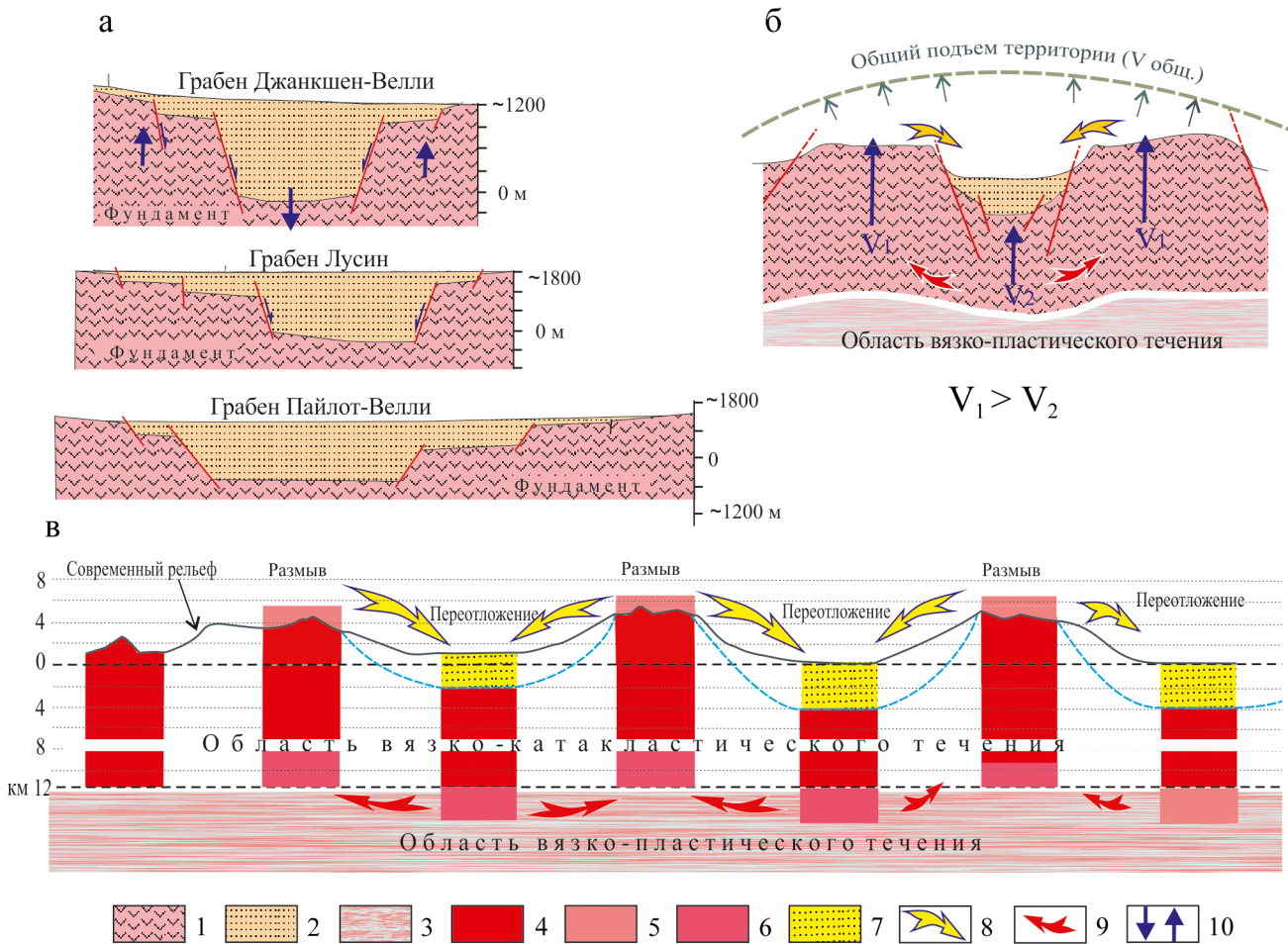


Рис. 6. Схема формирования тектонопар “поднятие–опускание”.

а – строение грабенов по данным гравиметрии (Кук, 1970); б – соотношение общего воздымания и скорости поднятия хребтов и дна бассейнов; в – схема, отражающая механизм поддержания баланса объемов горных масс в зонах размыва и накопления осадков за счет реидного перераспределения горных масс.

1 – породы фундамента; 2 – отложения бассейнов; 3 – вязкопластичный слой в основании коры; 4 – верхний (хрупкий) слой коры; 5 – объемы денудированного фундамента; 6 – объемы корового материала, перемещенного из областей опускания в области поднятий; 7 – объемы осадочных отложений, перемещенных из областей размыва (поднятий) в области впадин; 8 – направление перемещения материала на поверхности; 9 – направление перемещения материала в нижних горизонтах верхней коры; 10 – направление и относительная скорость движения земной поверхности.

Fig. 6. Scheme of formation of tectono-pairs “uplift-subsidence”.

а – structure of grabens according to gravimetry data (Cook, 1970); б – ratio of general uplift and rate of uplift of ridges and basin floors; в – scheme reflecting the mechanism of maintaining balance of volumes of rock masses in zones of erosion and accumulation of sediments due to rheid redistribution of rock masses.

1 – basement rocks; 2 – basin deposits; 3 – viscous-plastic layer at the base of the crust; 4 – upper (brittle) layer of the crust; 5 – volumes of denuded basement; 6 – volumes of crustal material moved from areas of subsidence to areas of uplifts; 7 – volumes of sedimentary deposits moved from areas of erosion (uplifts) to areas of depressions; 8 – direction of material movement on the surface; 9 – direction of movement of material in the lower horizons of the upper crust; 10 – direction and relative speed of movement of the earth’s surface.

деформации со сдвиговой кинематикой. Ее особенностью является наличие морфоструктурного парагенеза, представленного множеством комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабенов, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов) (рис. 9, 10).

Характерны сопряженность, параллельность и совместное искривление осей впадин и хребтов, а также пространственная упорядоченность морфоструктур, выраженная в равноудаленном (25–30 км) их расположении. Впадины разделены на отдельные фрагменты горными перемычками, которые являются поперечно-диагональными и обычно рас-

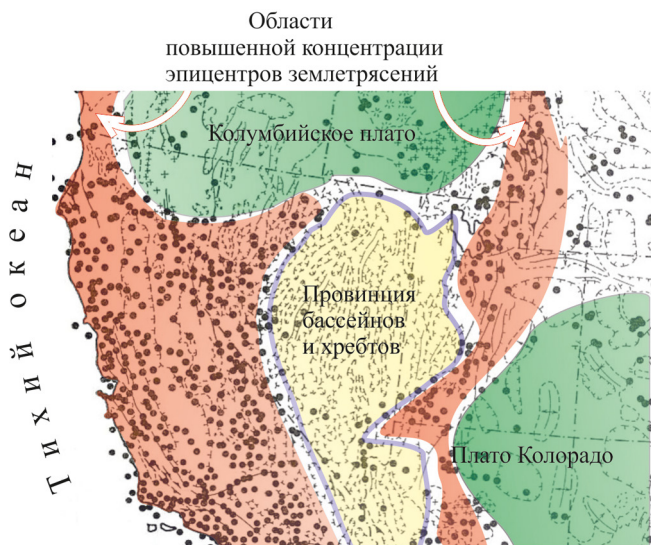


Рис. 7. Распространение эпицентров землетрясений в юго-западной части Северной Америки (Кук, 1970, схематизировано).

Fig. 7. Distribution of earthquake epicenters in the southwestern part of North America (Cook, 1970, schematized).

положены под острым углом к магистральному простираению впадин. По данным Ю.А. Морозова (Леонов и др., 2025б), пространственное расположение впадин и хребтов – система эшелонированных кулис – свидетельствует об их формировании в условиях рассредоточенного сдвига (см. рис. 8б).

Впадины Селенгино-Витимской зоны выполнены мезозойско-кайнозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными (терригенными и терригенно-углистыми) образованиями общей мощностью до 2.0–2.5 тыс. м, залегающими с размывом и несогласием на породах каледонско-герцинского фундамента. Вещественное выполнение впадин, несмотря на различия в наборе, составе и мощности отложений, в формационном отношении сходны (см. рис. 10). Поднятия сложены породами протерозоя–позднего карбона, среди которых главное место занимают различные гранитоиды и кристаллические сланцы, и разделены горными массивами, имеющими значительную ширину и сопоставимыми по протяженности с отрицательными морфоструктурами.

Характерной чертой Селенгино-Витимской провинции является мезозойский и кайнозойский магматизм, длительность которого составляет ≈170 млн лет (от юры до плейстоцена–голоцена включительно), но который независим от тектонических процессов на активных окраинах Восточной Азии (Ярмлюк, Иванов, 2000). Среди магматических пород главное место занимают внутриплитные субщелочные и щелочные разности. Вулканическим излияниям синхронны мезозойские граниты.

Поверхность кристаллических ядер (домезозойская поверхность выравнивания) испытала изгибающую (но не складчатую) деформацию, что свидетельствует о квазипластичном объемном перераспределении пород домезозойского фундамента в процессе альпийского тектогенеза. Объемное течение горных пород отражено в структурно-вещественных преобразованиях, а также в возникновении тел протыкания (протрузий) и пластической деформации горных пород в пределах метаморфических ядер кордильерского типа.

Образование структурного парагенеза в породах фундамента “происходило в условиях прогрессирующего сдвигового течения в зоне перехода от хрупкого разрушения горных пород к пластичному. Процесс протекал в твердом состоянии вещества с формированием структур пластического и катакlastического течения” (Склярков и др., 1997, с. 111). Время экспонирования метаморфических ядер поздняя юра – ранний мел, а длительность процесса в 40–50 млн лет, что соответствует времени и длительности образования впадин.

Согласно современным представлениям (см. библиографию (Леонов и др., 2025б)), тектоническое развитие Прибайкалья связано с существованием двух плюмовых систем, над которыми сформировались Байкальский и Хангай-Хэнтэйский мегасводы. В области взаимодействия плюмов проявилось продольное по отношению к простираению зоны течения подкорковых масс, что в верхней коре привело к возникновению рассредоточенного твердопластичного сдвигового течения и к дискретной вертикально-плоскостной тектонической делимости и проницаемости коры для магматических расплавов. Палеомагнитные данные подтверждают существование на данной территории режима левосторонней трансформации в мезо- и кайнозое (Метелкин, 2012).

Западно-Забайкальские впадины отнесены к рифтогенным, однако исключительно “хрупкий” механизм их образования не очевиден, как и для Провинции бассейнов и хребтов. “Структурной основой рельефа... являются не тектонические блоки и глыбы, а пологие складкоподобные выпуклые и вогнутые изгибы... которые и определяют альпийскую морфоструктуру региона” (Флоренсов, 1960, с. 48). Образование парагенетического ансамбля Селенгино-Витимской провинции в значительной степени связано с изгибающей деформацией поверхности древнего основания при объемном перераспределении горных масс фундамента в условиях сдвигового деформационного поля. Разломная тектоника является лишь структурным осложнением изгибающей деформации поверхности фундамента, что характерно и для рассмотренной Провинции бассейнов и хребтов Северной Америки.

Таким образом, Селенгино-Витимская зона и североамериканская Провинция бассейнов и хребтов

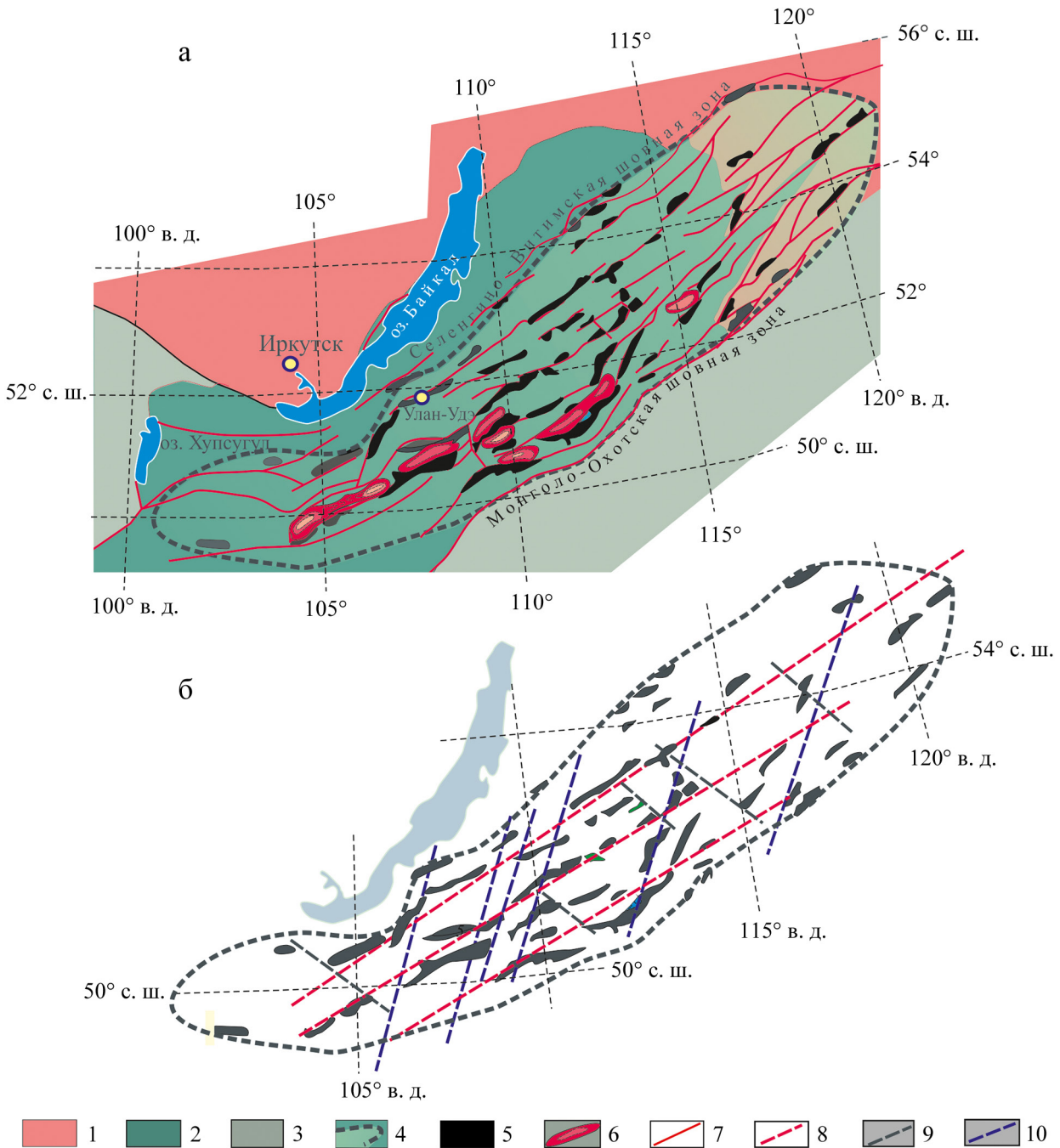


Рис. 8. Селенгино-Витимская провинция в структуре Прибайкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса (а) и ее структурно-кинематическая схема (по данным Ю.А. Морозова (Леонов и др., 2025б, схематизировано)) (б).

1 – Сибирский кратон; 2 – каледониды; 3 – фрагменты коры Центрально-Азиатского подвижного пояса, нерасчлененные; 4 – контур Селенгино-Витимской провинции; 5 – мезозойско-кайнозойские впадины; 6 – метаморфические ядра; 7 – разломы; 8–10 – тренды направлений кулисной группировки впадин: 8 – направление магистрального сдвига; 9, 10 – направления сопряженных сколов Риделя.

Fig. 8. Selenga-Vitim province in the structure of the Baikal segment of the Central Asian mobile belt (a) and the structural-kinematic scheme of the Selenga-Vitim province (according to Yu.A. Morozov (Leonov et al., 2025b, schematized)) (b).

1 – Siberian craton; 2 – Caledonides; 3 – fragments of the crust of the Central Asian mobile belt, undifferentiated; 4 – contour of the Selenga-Vitim province; 5 – Mesozoic-Cenozoic basins; 6 – metamorphic cores; 7 – faults; 8–10 – trends in the directions of the en echelon grouping of basins: 8 – direction of the main strike-slip fault, 9, 10 – directions of conjugate Riedel shears.

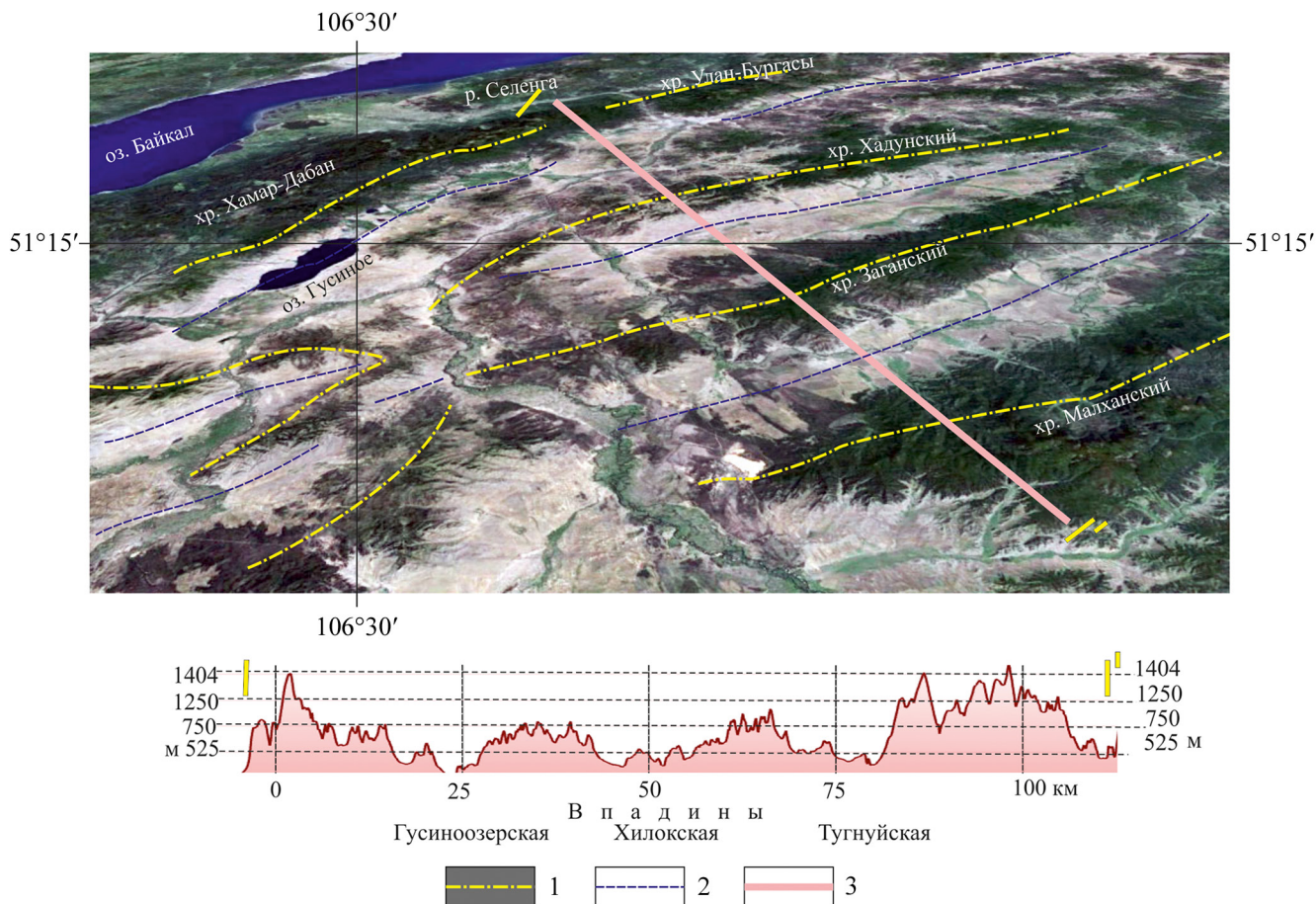


Рис. 9. Рельеф и морфоструктурная делимость территории Селенгино-Витимской провинции бассейнов и хребтов (основа: Google Earth Pro).

1 – оси хребтов, сложенных породами палеозойского основания; 2 – осевые линии современных депрессий; 3 – линия морфоструктурного профиля.

Fig. 9. Relief and morphostructural divisibility of the territory of the Selenga-Vitim province of basins and ranges (basis: Google Earth Pro).

1 – axes of ridges composed of Paleozoic basement rocks; 2 – axial lines of modern depressions; 3 – line of morphostructural profile.

сходны по многим параметрам: внутренней морфоструктуре, характеру взаимоотношения с фундаментом и структурного ограничения, типу осадконакопления и вулканизма, связи с рассредоточенным сдвиговым течением и пр. Наконец, Селенгино-Витимская провинция представляет собой ограниченное в пространстве геологическое тело, сопоставимое по масштабу с Провинцией бассейнов и хребтов, для которого установлены тектоническая фрагментированность (делимость) корового слоя, а также внутренняя делимость более высокого ранга.

3. Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тянь-Шаньского орогена

Тянь-Шань – это новейший ороген, возникший на месте эпигерцинской платформы (подробное

описание и библиографию см.: Леонов, 2008, 2022; Леонов и др., 2025a). Горное сооружение по всему периметру обрамлено разломными швами: Южно-Ферганским и Чу-Илийским на севере и Южно-Гиссарским и Северо-Таримским на юге, которые отделяют горное сооружение от крупных мезозойско-кайнозойских депрессий. Тянь-Шаньский ороген разделен трансрегиональным Таласо-Ферганским сдвигом на два сегмента: Гиссаро-Алайский и Центрально-Тянь-Шаньский, каждый из которых образует горный свод с дивергентной веерообразной тектонической структурой и запрокидыванием плоскостных элементов северного борта к северу, южного – к югу (рис. 11).

В строении орогена принимают участие два структурных этажа: палеозойский складчато-метаморфический фундамент и мезозойско-кайнозой-

Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины

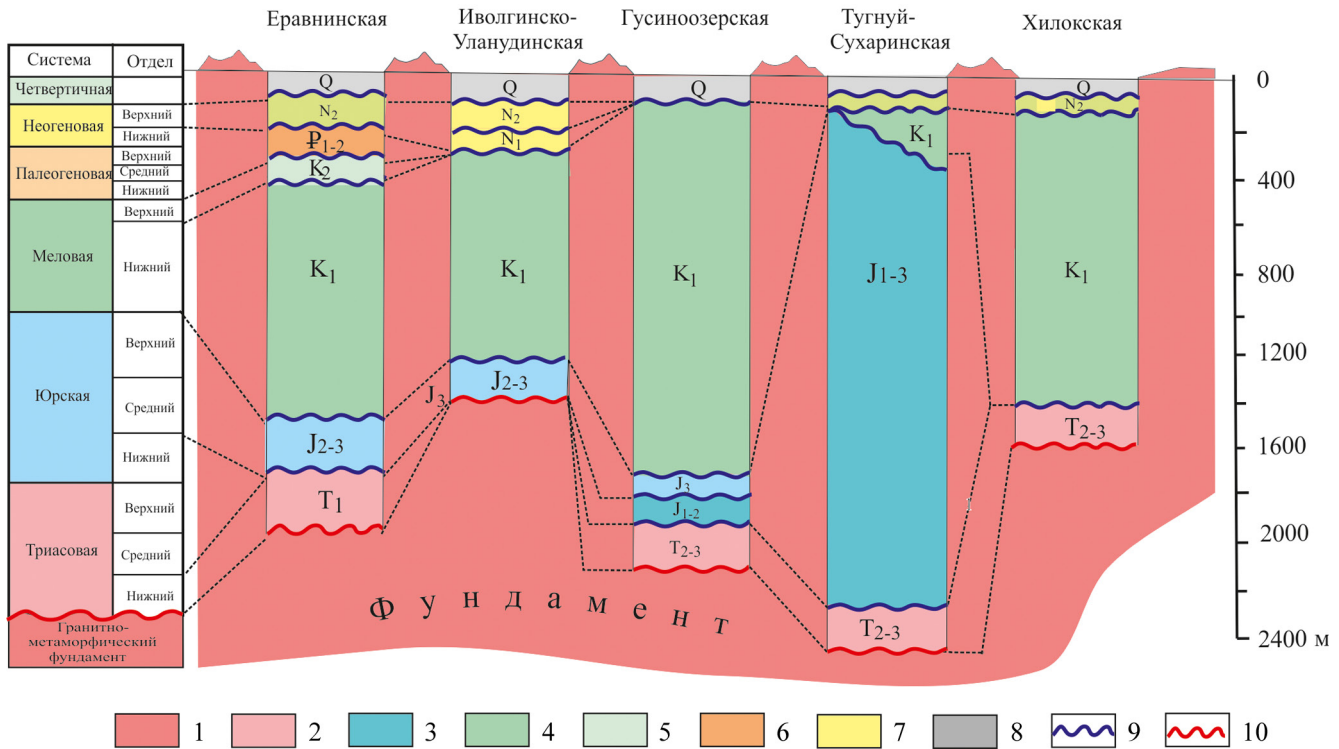


Рис. 10. Морфоструктурно-седиментологическая делимость корового слоя Селенгино-Витимской провинции.

1 – комплексы домезозойского основания; 2–8 – осадочные и вулканогенные комплексы мезозойско-кайнозойского чехла: 2 – триасовые, 3 – юрские, 4 – нижнемеловые, 5 – верхнемеловые, 6 – палеогеновые, 7 – неогеновые, 8 – четвертичные; 9 – внутричехольные перерывы и несогласия; 10 – домезозойская кора выветривания (поверхность фундамента).

Fig. 10. Morphostructural-sedimentological divisibility of the crustal layer of the Selenga-Vitim province.

1 – complexes of the pre-Mesozoic basement; 2–8 – sedimentary and volcanic complexes of the Mesozoic-Cenozoic cover: 2 – Triassic, 3 – Jurassic, 4 – Lower Cretaceous, 5 – Upper Cretaceous, 6 – Paleogene, 7 – Neogene, 8 – Quaternary; 9 – intra-cover breaks and unconformities; 10 – pre-Mesozoic weathering crust (basement surface).

ский осадочный чехол, разделенные поверхностью домезозойского несогласия (поверхностью выравнивания). Сводное поднятие осложнено системой внутригорных впадин (грабен-синклиналей) и хребтов (горст-антиклиналей), вытянутых в субширотном направлении. Хребты сложены породами палеозойского фундамента, впадины – отложениями плитного и орогенного чехлов.

Линзовидно-линейный рисунок выдержан на всем протяжении горного сооружения. Отрицательные морфоструктуры в соответствии с генеральным простиранием горного сооружения вытянуты в субширотном направлении и приурочены к тектоническим швам, разделяющим широкие палеозойские структурно-формационные зоны. В западном сегменте впадины обычно узкие, расстояния между осями впадин (поднятий) ≈ 20–25 км (см. рис. 11), они имеют ромбо- или линзовидную форму и расположены в виде кулис (рис. 12а).

В Центральном сегменте (рис. 12б) как отрицательные, так и положительные морфоструктуры сопоставимы с разделяющими их поднятиями. Поднятия и прогибы сопряжены между собой посредством моноклиналей или флексурных перегибов, зачастую осложненных разломами (надвигами, взбросо-сдвигами и сдвигами).

Линейно-кулисное расположение и ориентировка современных морфоструктур свидетельствуют об объемном сдвиге, что проявляется вполне отчетливо. Наличие дугообразных периклинальных замыканий и правостороннее изгибание окончаний хребтов являются “надежным признаком изгибовой (сводовой) природы последних... что наводит на мысль о существовании здесь рассредоточенных горизонтальных деформаций неотектонических форм...” (Уфимцев и др., 2009, с. 11, 14). Поразительно сходство очертаний рельефа этого региона с “армией гусениц” североамериканской Провинции

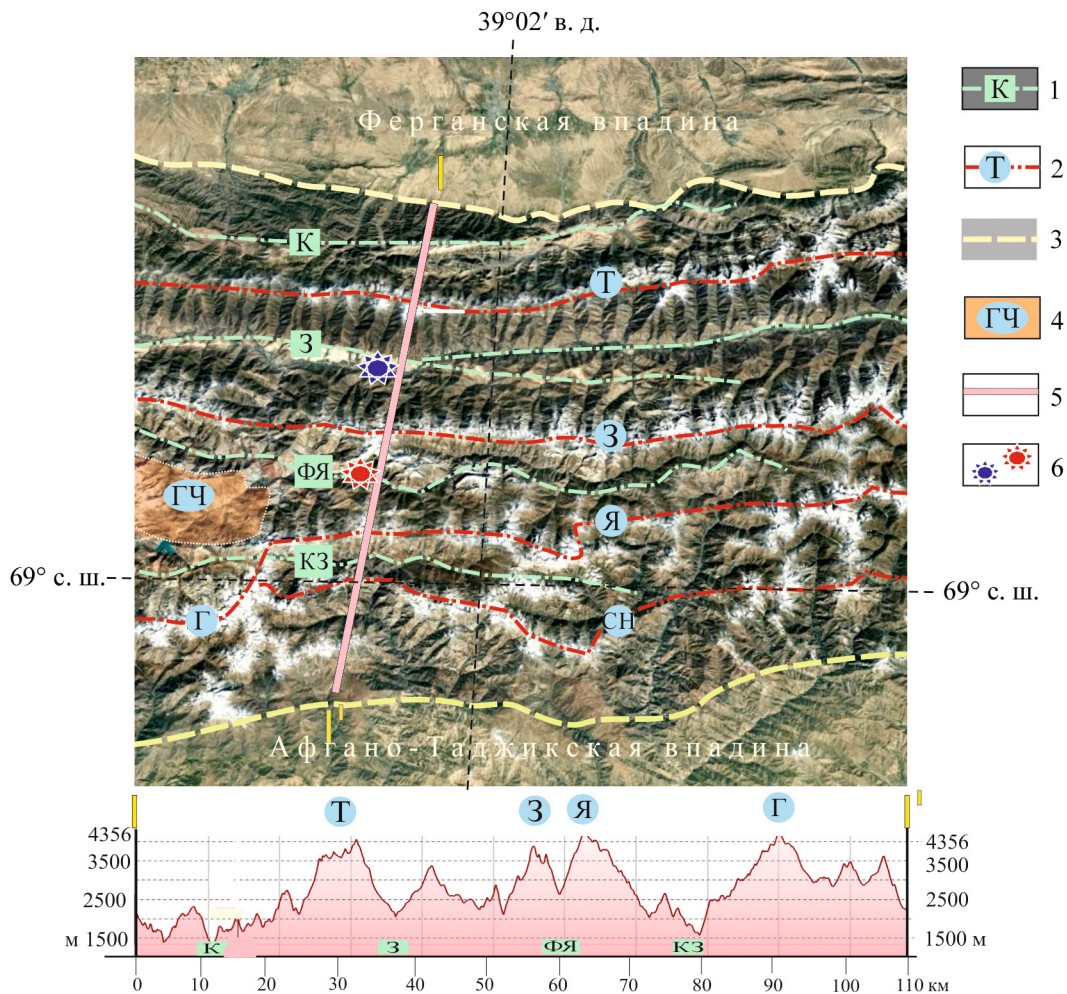


Рис. 11. Рельеф и морфоструктурная делимость территории Гиссаро-Алайской горной области (основа: Google Earth Pro).

1 – осевые линии внутриворонных депрессий – синклиналей; 2 – оси хребтов, сложенных породами палеозойского основания; 3 – северная граница Афгано-Таджикской и южная граница Ферганской межгорных впадин; 4 – Ганза-Чимтаргинский массив; 5 – линия морфоструктурного профиля; 6 – расположение объектов на рис. 13 (красная звездочка) и рис. 14 (синяя звездочка). Буквы в квадратах – системы впадин: К – Нуратау-Курганакская, З – Зеравшанская, ФЯ – Фан-Ягнобская, КЗ – Каракуль-Зиддинская. Буквы в кругах – хребты: Т – туркестанский, З – Зеравшанский, Г – Гиссарский, Я – Ягнобский, СН – Санги-Навишта.

Fig. 11. Relief and morphostructural divisibility of the territory of the Gissar-Alai mountain region (basis: Google Earth Pro).

1 – axial lines of intramountain depressions–synclines; 2 – axes of ridges composed of rocks of the Paleozoic basement; 3 – northern boundary of the Afghan-Tajik and southern boundary of the Fergana intermountain depressions; 4 – Ganza-Chimtargin massif; 5 – line of morphostructural profile; 6 – location of objects in Fig. 13 (red asterisk) and in Fig. 14 (blue asterisk). Letters in squares are depression systems: К – Nuratau-Kurganak, З – Zeravshan, ФЯ – Fan-Yagnob, КЗ – Karakul-Ziddin. Letters in circles are ranges: Т – Turkestan, З – Zeravshan, Г – Gissar, Я – Yagnob, СН – Sangi-Navishta.

бассейнов и хребтов и морфоструктурой Селенгино-Витимской зоны (ср. рис. 8 и 12б).

Впадины являются одно- или двухсторонними рамповыми грабен-синклиналиями (рис. 13), среди которых выделены симметричные дивергентные, асимметричные моновергентные, конвергентные. Дивергентные структуры либо не имеют разломных ограничений, либо их крылья (одно или оба) осложнены сбросами.

У моновергентных складок внутреннее по отношению к оси орогена крыло обычно запрокинуто и срезано взбросом или надвигом, которые за пределами впадин, как правило, не прослеживаются. Днища впадин пологие, иногда осложнены пликативными структурами второго порядка. Осевые плоскости структур в целом образуют веер, развернутый от оси горного сооружения, что указывает на их образование за счет дивергентного пластиче-

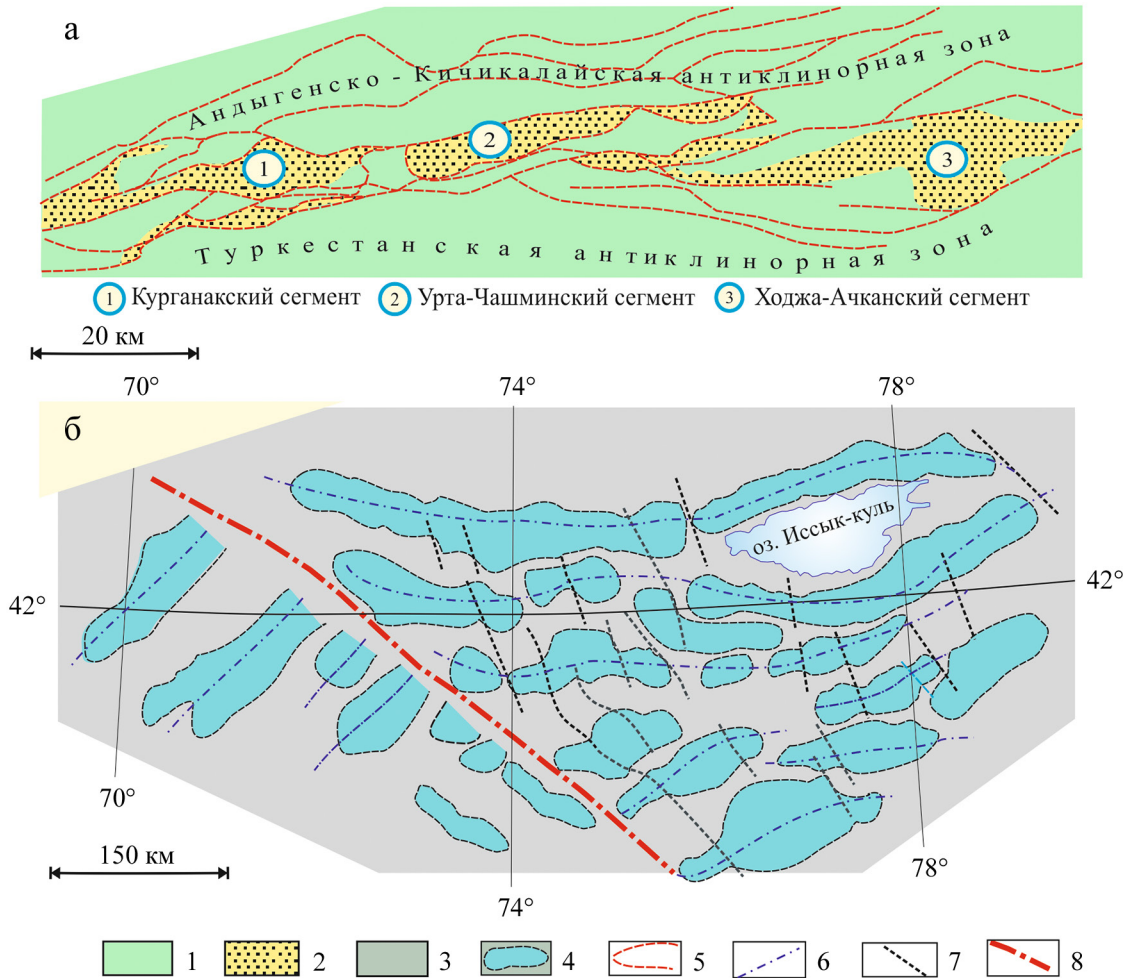


Рис. 12. Сдвиговый рисунок расположения морфоструктурных элементов в пределах Гиссаро-Алая (а) и Центрального сегмента Тянь-Шаня (б) (Уфимцев и др., 2009, схематизировано и изменено).

1 – палеозойские отложения Гиссаро-Алая; 2 – мезозойские и кайнозойские впадины Гиссаро-Алая; 3 – относительно опущенные участки территории Центрального Тянь-Шаня и его обрамления; 4 – обобщенные контуры областей питания современной гидросети Центрального Тянь-Шаня; 5 – разломы; 6 – ориентировка магистральных сдвигов; 7 – направления сопряженных сколов Риделя; 8 – Таласо-Ферганский разлом.

Fig. 12. Strike-slip pattern of morphostructural elements within the Gissar-Alai (a) and Central (б) segments of Tien Shan (Ufimtsev et al., 2009, schematically modified).

1 – Paleozoic deposits of Gissar-Alai; 2 – Mesozoic and Cenozoic depressions of Gissar-Alai; 3 – relatively subsided areas of the Central Tien Shan and its framing; 4 – generalized contours of river feeding areas of the modern hydraulic network of the Central Tien Shan; 5 – faults; 6 – orientation of the main strike-slip fault; 7 – directions of conjugate Riedel shears; 8 – Talas-Fergana fault.

ского растекания горных масс фундамента (сродни миоценовым грабенам Мендересского массива, Турция (Bozkurt, Park, 1994; Hetzel et al., 1995)) и их вероятную принадлежность к категории “гравитационного” рифтинга.

Поверхность выравнивания (она же поверхность фундамента) испытала изгибную (без разрыва сплошности) деформацию, представлена сопряженными синклиналиными и антиклиналиными перегибами, нарушенными в отдельных сегментах малоамплитудными взбросами, взбросо-сдвигами и надвигами.

Деформационные формы и структурно-кинематические индикаторы свидетельствуют о субвертикальном и субгоризонтальном плоскостном и объемном хрупко-пластическом (катакластическом) течении горных масс, которое наиболее активно проявлено в гранитоидах, составляющих значительную часть палеозойского фундамента Северного Тянь-Шаня (рис. 14) (Леонов и др., 2018, 2020).

Внутренняя 3D-подвижность горных масс фундамента отражена и в седиментационном процессе, в частности в вариациях мощностей отложений, различной полноте разрезов во впадинах, измене-

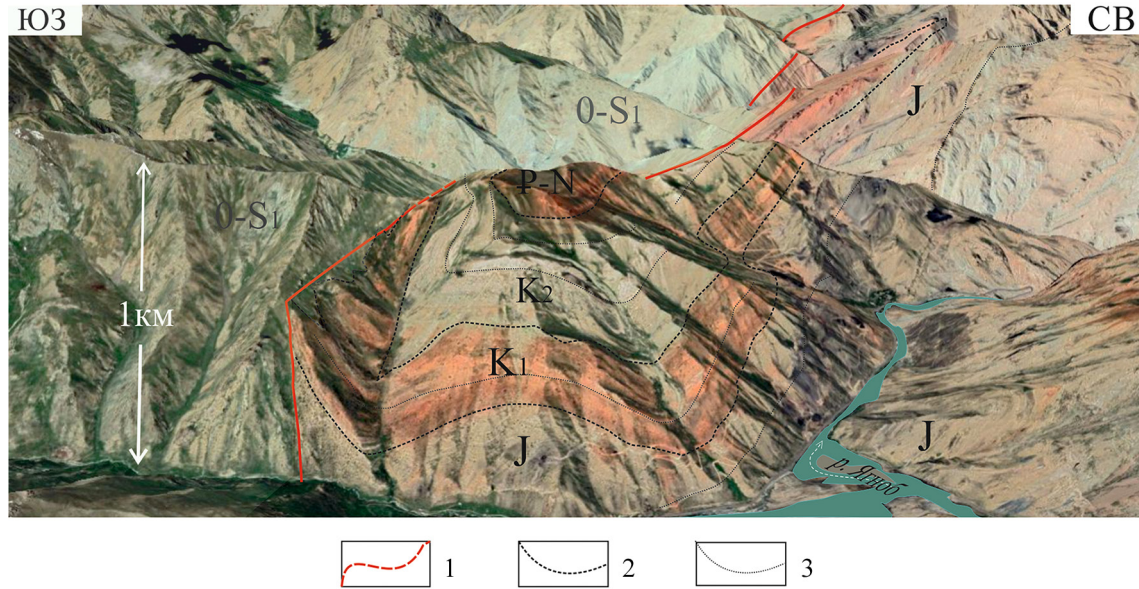


Рис. 13. Фрагмент Фан-Ягнобской грабен-синклинали (впадины).

1 – разломы; 2 – границы литостратиграфических комплексов; 3 – внутрiformационные границы.

Fig. 13. Fragment of the Fan-Yagnob graben-syncline (depression).

1 – faults; 2 – boundaries of lithostratigraphic complexes; 3 – intraformational boundaries.

нии очертаний и расположения областей денудации и осадконакопления (детали см.: Леонов и др., 2025а, б). Ячеистая структура линейных зон концентрированной деформации и линзовидная форма впадин также соответствуют модели сдвигового течения, в которой прогибы развиваются по механизму “пулл-апарт” (Морозов и др., 2014) при незначительном поперечном (14–18%) сокращении пространства (Чедия, Уткина, 1990; Трифионов и др., 2008).

Для региона характерна вертикальная и горизонтальная реологическая расслоенность литосферы, отраженная в наличии линзовидных объемов и горизонтов с пониженными скоростями продольных и поперечных волн и признаками субслойных смещений. Морфотектоническая дифференциация отражена и в глубинной структуре. В обоих сегментах современным поднятиям соответствуют прогибы поверхности М и увеличение толщины нижнекорового слоя, а под крупными впадинами расположены выступы разуплотненных пород подлитосферной мантии. Отмечено зеркальное отражение поверхностной морфоструктуры и разделов внутри земной коры, что является показателем изостатической компенсации за счет латерального перераспределения (перетока) коровых масс. Коровое вещество в области сгущивания находится в состоянии гравитационной неустойчивости, что приводит к его дивергентному “растеканию” и “гравитационному” рифтингу, что особенно четко проявлено в Гиссаро-Алайском сегменте. Проявление альпий-

ского тектогенеза Тянь-Шаня определяется также условиями трансенсии/транспрессии при фрактальной организации геологического пространства.

Приведенные данные показывают, что рассмотренные районы Селенгино-Витимского и Тянь-Шаньских сегментов зон альпийского тектогенеза, не будучи тождественными, обладают несомненным сходством: региональными купольными поднятиями, многократным чередованием линейных горных хребтов и впадин, проявлением 3D-сдвигового течения горных масс, внутренней делимостью определенного шага и пр., т. е. чертами, свойственными областям диффузного рифтинга, что делает их рассмотрение в контексте данной статьи вполне правомерным.

4. Зондский шельф (Зондаленд)

Значительную часть территории Юго-восточной Азии занимает Малайский архипелаг, который расположен в области встречного движения Евразийского, Индийского, Австралийского, Тихоокеанского и Филиппинского плитопотоков (рис. 15). Архипелаг объединяет разнородные геологические провинции, в том числе Зондский шельф, или Зондаленд, который представляет собой продолжение континентальных структур Центрального Индокитая, а также включает островные участки суши и неглубокие эпиконтинентальные моря архипелага. Блок Зондаленд обрамлен системами глубоководных желобов и complemen-

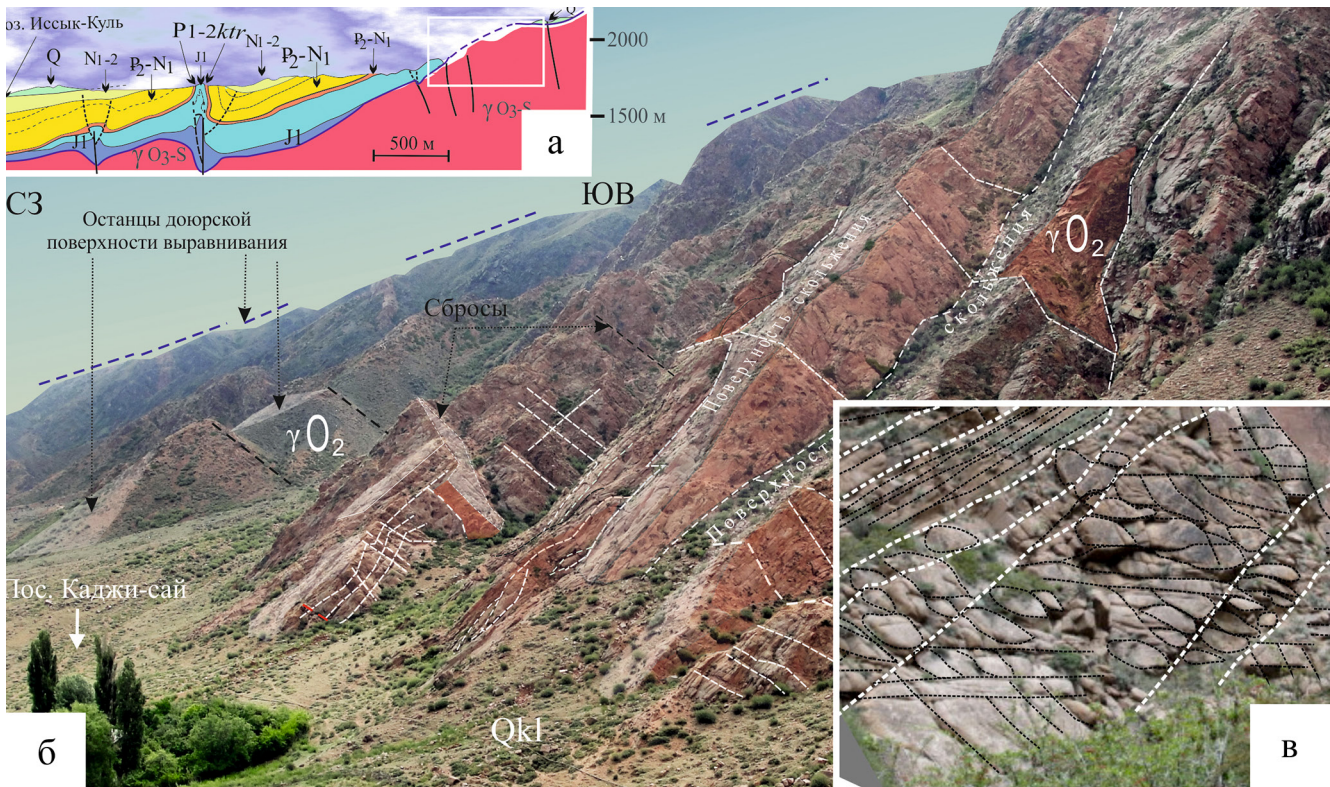


Рис. 14. Сколово-блоковая делимость гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня.

а – изгибная форма поверхности гранитного фундамента (южный борт Иссик-Кульской впадины); б – клавишно-блоковая структура гранитов купола Чонкурчак (в белой рамке на фрагменте а); в – фрагмент мезоструктуры гранитов внутренней части массива Чонкурчак.

Fig. 14. Shear-block divisibility of granites of the Northern Tien Shan basement.

а – bending shape of the granite basement surface (southern edge of the Issyk-Kul depression); б – key-block structure of granites of the Chonkurchak dome (in the white frame in fragment a); в – fragment of the mesostructure of granites of the inner part of the Chonkurchak massif.

тарных им молодых островных дуг: на западе – Андаманско-Суматранской, на юге – Яванской, на юго-востоке – Тиморской и мелководными морями, на востоке граничит с островом Новая Гвинея, Молуккскими и Филиппинскими островами; на севере Зондаленд граничит с древними Южно-Китайским и Индо-Синийским блоками. Структуры обрамления являются областями интенсивной деформации земной коры и поверхностным выражением сейсмофокальных зон, наклоненных под блок Зондаленда.

Зондаленд, изначально являясь частью Евразийского континента, в процессе тектонической эволюции был перемещен в юго-восточном направлении в качестве изолированного блока, не имеющего жесткой связи с Евразийской плитой (Avouac, Tarronier, 1993; Vock et al., 2003; Simons et al., 2007; Лукк, Леонова, 2022). Блок Зондаленд перемещается к юго-востоку (относительно Евразии) со скоростью от 6 ± 3 мм в год (Vock et al., 2003) до 12 ± 3 мм в год (Michel et al., 2001). В обрамлении

блока, наряду с поддвигово-надвиговыми движениями, отмечены интенсивные деформации сдвига. Относительные перемещения реперов в центральных частях блока составляют 1–3 мм в год (>7 нанострейн в год) и менее, что позволяет считать его внутренне стабильным (Лукк, Леонова, 2022).

Но, приняв во внимание данные об относительной монолитности и слабой деформированности блока Зондаленда, нужно отметить, что GPS данные отражают поведение горных пород лишь на земной поверхности, но не несут информации о движениях горных масс внутри фундамента. Обратимся к рассмотрению этого вопроса.

В пределах Зондского шельфа Южно-Китайского моря расположена система кайнозойских впадин и разделяющих впадины поднятий (рис. 16, 17). Морфоструктура морского дна Зондского шельфа достаточно проста и несет в себе черты субаквального рельефа. В рельефе дна бассейна, в частности, четко обособлены впадины Кыулонг и Южный Коншон, совпадающие с прогибами поверх-

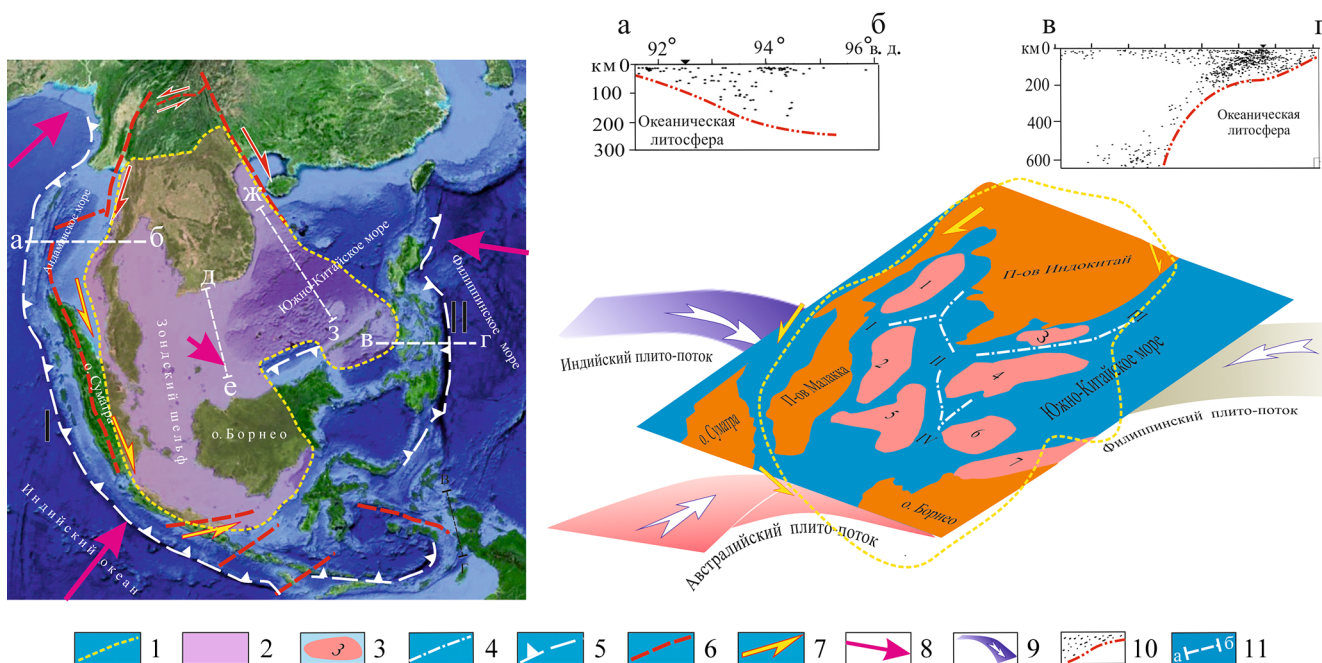


Рис. 15. Провинция Зондаленд в структуре Малайского архипелага.

Схема составлена с использованием данных (Арешев и др., 1997; Simons et al., 2007; Керимов и др., 2019; Лукк, Леонова, 2022) и ресурса Google Earth Pro. 1, 2 – провинция Зондаленд: 1 – контур, 2 – территория; 3 – впадины в области Зондского шельфа: 1 – Паттани, 2 – Малайская, 3 – Меконгская (Кылулонгская), 4 – Южно-Коншонская, 5 – Западно-Натунская, 6 – Восточно-Натунская, 7 – Саравакская; 4 – оси поднятий в области Зондского шельфа: I – Нарават, II – Корат, III – Коншон, IV – Натуна; 5 – глубоководные желоба и зоны субдукции: I – Андоманско-Суматра-Зондская, II – Филиппинская; 6 – разломы; 7 – зоны сдвигов на окраинах провинции Зондаленд; 8 – направление движения по данным GPS наблюдений (длина стрелок отражает приблизительное соотношение скоростей); 9 – плитопотоки; 10 – распределение гипоцентров землетрясений и положение зон поддвига плитопотоков на западной (а–б) и восточной (в–г) окраинах провинции; 11 – линии профилей на карте и врезках.

Fig. 15. Sundaland Province in the structure of the Malay Archipelago.

The diagram was compiled using data from (Areshev et al., 1997; Simons et al., 2007; Kerimov et al., 2019; Lukk, Leonova, 2022) and the Google Earth Pro. 1, 2 – Sundaland Province: 1 – outline, 2 – territory; 3 – depressions in the Sunda Shelf area: 1 – Pattani, 2 – Malayan, 3 – Mekong (Cuu Long), 4 – South Con Son, 5 – West Natuna, 6 – East Natuna, 7 – Sarawak; 4 – uplift axes in the Sunda Shelf area: I – Narawat, II – Korat, III – Con Son, IV – Natuna; 5 – deep-sea trenches and subduction zones: I – Andoman-Sumatra-Sunda, II – Philippine; 6 – faults; 7 – strike-slip zones on the margins of the Sundaland province; 8 – direction of movement according to GPS observations (the length of the arrows reflects the approximate ratio of velocities); 9 – plate flows; 10 – distribution of earthquake hypocenters and position of plate flow underthrust zones on the western (a–b) and eastern (v–g) margins of the province; 11 – profile lines on the map and insets.

ности фундамента. Впадины разделены поднятием Коншон, которому соответствует выступ докайнозойского основания.

Фундамент в этой части Зондского шельфа сложен главным образом гранитами и гранит-порфирами юрского и мелового возраста. Поверхность фундамента шельфа обрисовывает систему кайнозойских тектонических прогибов и поднятий. Поднятиям фундамента соответствуют антиклинальные перегибы в отложениях чехла, опусканиям – бассейновые синклиналильные структуры. Морфоструктуры поверхности фундамента образуют две различно ориентированные группы (см. рис. 15, врезка): линейные морфоструктуры одной группы (1, 2, 5, II) имеют ориентировку ЮВ–СЗ, другой (3, 4, 6, 7, III, V) – ЮЗ–СВ.

Фундамент Зондского шельфа, хорошо изученный при разведке месторождений углеводородов Белый Тигр, Дракон и др. (Кулинич, Обжиров, 1985; Dien Phan Trung, 1995; Арешев и др., 1997; Fyhn et al., 2009; Богоявленский и др., 2016; Керимов и др., 2019), имеет сложную волнистую поверхность, не отвечающую какому-то бы ни было разломному рисунку, но вполне соответствующую представлению о пластическом поведении пород катаклазированного гранитного фундамента (Леонов и др., 2018).

Разломы, как субвертикальные, так и пологие и субгоризонтальные, обрамлены зонами повышенной трещиноватости, мощность которых достигает нескольких метров. Породы в таких зонах превращены в щелнистую брекчию, катаклазированы

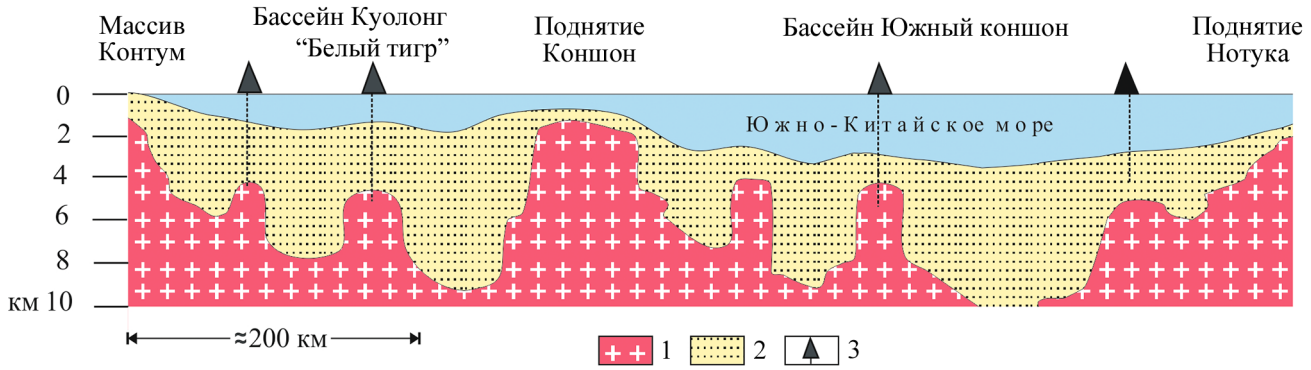


Рис. 16. Схематический профиль (линия д-е на рис. 15) через Зондский шельф (Арешев и др., 1997).
1 – юрско-меловые граниты фундамента; 2 – кайнозойский осадочный чехол; 3 – расположение кустов скважин.

Fig. 16. Schematic profile (line d-e in Fig. 15) across the Sunda shelf (Areshev et al., 1997).
1 – Jurassic-Cretaceous basement granites; 2 – Cenozoic sedimentary cover; 3 – location of well clusters.

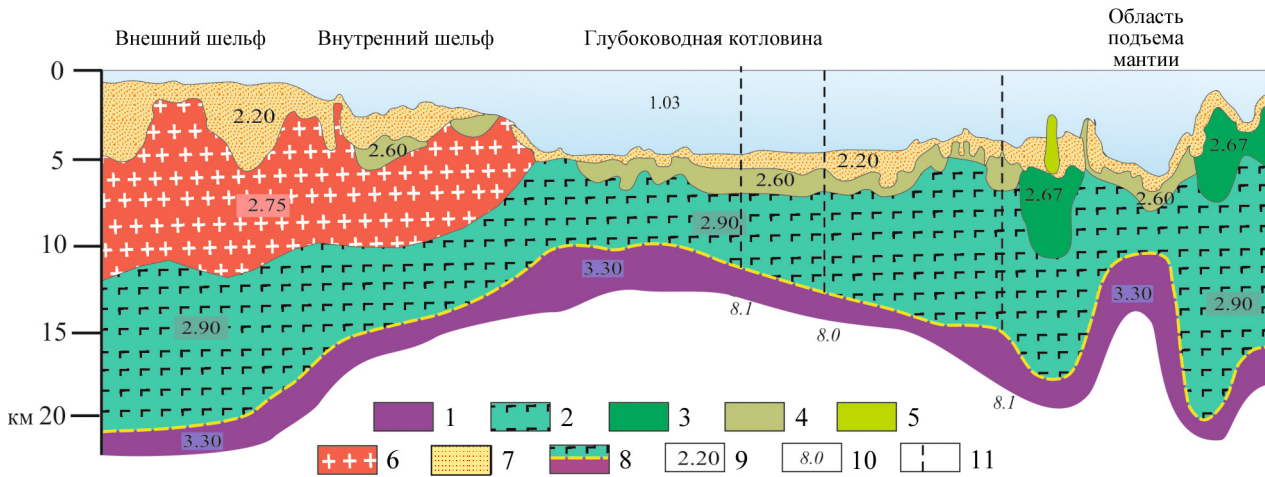


Рис. 17. Плотностная модель земной коры Южно-Китайского моря (Кулинич, Обжиров, 1985, схематизировано).

1 – верхняя мантия; 2 – “базальтовый” слой; 3 – фундамент островных дуг; 4 – “промежуточный” слой; 5 – постройки вулканитов кислого состава; 6 – фундамент Зондского шельфа и его периферии (“гранитный” слой); 7 – осадочный слой; 8 – граница Моховичича; 9 – значения расчетной плотности, г/см³; 10 – значения сейсмической скорости, км/с; 11 – точки расположения сейсмоакустических станций.

Fig. 17. Density model of the South China Sea crust (Kulinich, Obzhirov, 1985, schematized).

1 – upper mantle; 2 – “basalt” layer; 3 – basement of island arcs; 4 – “intermediate” layer; 5 – acidic magma volcanic structures; 6 – basement of the Sunda shelf and its periphery (“granite” layer); 7 – sedimentary layer; 8 – Mohorovičić boundary; 9 – calculated density values, g/cm³; 10 – seismic velocity values, km/sec; 11 – locations of seismoacoustic stations.

и милонитизированы. Притертые трещины сопровождаются зеркалами скольжения, зияющие – заполнены гидротермальными минералами или нефтью. Зоны повышенной трещиноватости перемежаются с относительно ненарушенными объемами пород, т. е. массив имеет брекчиевидно-блоковое строение. Гранитные выступы имеют форму куполов, которые прорывают отложения осадочного чехла вплоть до горизонтов среднего миоцена.

На контакте с гранитами слои чехла вздернуты, деформированы и имеют торцовое причленение к телу гранитов.

Все эти признаки свидетельствуют о консидерационном тектоническом внедрении гранитов фундамента в осадочный чехол в виде линейного прерывистого поднятия (цепочки протрузий) (Керимов и др., 2019), определяющего морфоструктурную дифференциацию шельфа Южно-Китай-

ского моря. Известны также формы, которые, судя по морфологии и характеру взаимоотношений пород фундамента и чехла, могут принадлежать к категории структур “viscous fingering” (“вязких пальцев”), образование которых определяется динамикой движения границы между субстанциями с различной вязкостью (Homsy, 1987).

Поздний палеоцен – начало эоцена: нивелировка рельефа и образование коры выветривания. Эоцен: заложение бассейнов, усложнение их структурного плана и формирование системы грабенов и полуграбенов; накопление в понижениях рельефа континентальных грубообломочных отложений – конгломератов, брекчий, продуктов перетолжения коры выветривания. Ранний олигоцен: континентальный рифтогенез, усложнение палеорельефа и как следствие – накопление грубообломочных фаций. Середина раннего олигоцена – конец олигоцена: образование толщи континентальных песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов, реже известняков и мергелей. Поздний олигоцен: накопление континентальных песчано-алевритовых отложений с прослоями гравелитов, мергелей и известняков.

В олигоцене развитие шло унаследованно от ранее возникшего морфоструктурного плана. Влияние фундамента на характер осадконакопления с течением времени уменьшается. Миоцен–квартер: интенсивность тектонических движений снижается; в условиях морской трансгрессии накапливаются глинисто-песчаные и карбонатно-глинистые мелководно-морские и авандельтовские осадки с прослоями песчаников и конгломератов; рельеф морского дна выравнивается, территория шельфа становится единым седиментационным бассейном, разделенным поднятиями на плоские ванны. Распределение мощностей кайнозойских отложений контролировалось морфоструктурным планом поверхности фундамента. Прогибы и поднятия развивались унаследованно, с постепенным уменьшением амплитуды движений. Развитие бассейна происходило в непрерывно-прерывистом режиме, что зафиксировано многократными внутриформационными перерывами и несогласиями.

Мощность осадочного чехла в наиболее прогнутых участках дна достигает 9000 м, по направлению к поднятиям она уменьшается, горизонты чехла выклиниваются, и на поверхность морского дна временами выходят породы фундамента. Вулканические образования в разрезе кайнозойских отложений Зондского шельфа полностью отсутствуют.

Территория Зондаленда в сравнении с его обрамлением отличается крайне ограниченным проявлением магматизма и сейсмичности (рис. 18). С эоцена – раннего олигоцена и до наших дней она является областью амагматичного и асейсмичного “подвижного” шельфа, морфоструктура которого

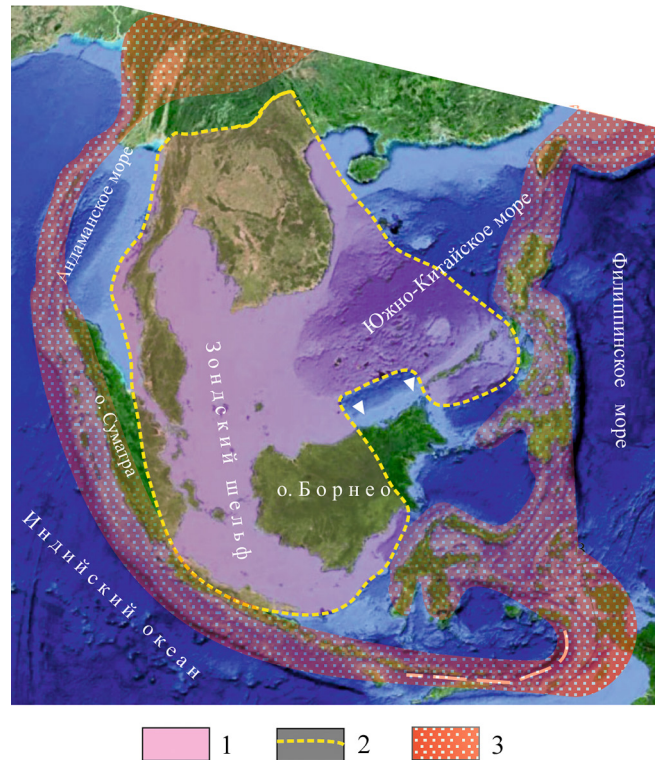


Рис. 18. Область сгущения эпицентров землетрясений с глубиной до 100 км в обрамлении провинции Зондаленд (Богоявленский и др., 2016, схематизировано).

1 – провинция Зондаленд; 2 – граница провинции Зондаленд; 3 – область сгущения эпицентров землетрясений.

Fig. 18. The area of concentrated earthquake epicenters with a depth of up to 100 km within the Sondaland province (Bogoyavlensky et al., 2016, schematized).

1 – Sondaland province; 2 – boundary of Sondaland province; 3 – area of concentrated earthquake epicenters.

представлена чередованием осадочных бассейнов и комплементарных им поднятий.

Таким образом, территория Зондского шельфа в кайнозойе (олигоцен–квартер) представляет собой область формирования семейства бассейнов и хребтов или рассредоточенного рифтинга, возникновение подобной морфоструктуры связано с реидным перераспределением горных масс фундамента этого сегмента земной коры. Но в отличие от Провинции бассейнов и хребтов Северной Америки, Селенгино-Витимской зоны и Тянь-Шаня в структуре Зондского шельфа не выражены столь явно сдвиговые деформации, хотя блок в целом находится в сдвиговом силовом поле и испытывает перемещение к юго-востоку как единое целое (Лукк, Леонова, 2022). Отсутствие в породах фундамента четко проявленного директивного латерального те-

чения связано, вероятно, с влиянием на блок Зондаленд встречного трехстороннего пододвигания океанических плитопотоков (Индийского с запада, Австралийского с юга и Филиппинского с востока) под блок с утоненной континентальной корой, что приводит к формированию области “замковой” или “самоблокирующей” субдукции (self-closing subduction). Хотя полного смыкания субдуцирующих масс на глубине, по-видимому, не происходит, сближение встречных и относительно холодных плитопотоков (центростремительная конвергенция (Леонов, 2019)) ограничивает возникновение коровых и проникновение в кору глубинных расплавов, но в то же время способствует тектонической активизации коровых масс.

5. Рифтовая система Белого моря

В предыдущих разделах были рассмотрены провинции ареального рифтогенеза, приуроченного к *альпийским* эпиплатформенным подвижным зонам земной коры. Сходные морфоструктурные ансамбли известны – хотя примеры их единичны – в пределах и более древних сегментов земной коры. Наиболее изученной “древней” провинцией такого рода является Рифтовая системы Белого моря рифейского возраста (рис. 19), детальное описание геологии и глубинного строения которой, а также библиография по вопросу приведены в публикациях (Балуев, 2006, 2013; Терехов, 2007; Зыков и др., 2008; Балуев и др., 2012, 2020, 2021; Строение..., 2022; и др.). При этом в перечисленных работах приведена не только характеристика структуры, глубинного строения и геодинамической природы Рифтовой системы Белого моря, но и сформулирован ряд фундаментальных положений относительно природы ареальных рифтовых систем, как определенного типа геоструктур. Не вдаваясь в детали – они изложены в цитированных выше работах – отметим главное.

Основная часть Рифтовой системы расположена под водами Белого моря и под платформенным осадочным чехлом Мезенской синеклизы. С северо-востока Рифтовая система Белого моря ограничена крупным структурным швом Трольфельд–Рыбачий–Канин, по которому фиксируется соприкосновение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. В северо-восточном направлении Рифтовая система Белого моря в виде нескольких ветвей вклинивается в тело Балтийского щита. К юго-западу Рифтовая система Белого моря протягивается под чехлом Мезенской синеклизы до торцового Котласского грабена, принадлежащего системе Среднерусского авлакогена. На юго-западе система ограничена крупным сбросом, который является одновременно юго-западным ограничением Кандалакшско-Онежского грабена. Большая часть Рифтовой системы Белого мо-

ря, как это показано на рис. 19, занимает центральную часть Беломорско-Лапландского подвижного пояса, который, по мнению Е.Н. Терехова (2007), является “корневой” зоной для палеопротерозойской рифтовой системы.

Поверхность кристаллического фундамента расчленена дизъюнктивными нарушениями, амплитуда смещения по которым составляет 2.5–4.0 км и достигает 8 км и более (рис. 20). Грабены выполнены терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего–верхнего рифея, горсты сложены кристаллическими комплексами фундамента раннедокембрийской и палеопротерозойской консолидации. Характерно регулярное пространственное расположение отрицательных (грабены) и положительных (выступы фундамента) морфоструктур фундамента. Также обращает на себя внимание изгибная деформация поверхности фундамента (дорифейской поверхности выравнивания) и неглубокое – в пределах 3–5 км – заложение грабенообразных прогибов (рис. 21).

Рифейские образования грабеновых структур и выступы кристаллического фундамента перекрыты либо венд-палеозойскими отложениями платформенного чехла Мезенской синеклизы, либо современными отложениями Белого и Баренцевого морей.

В зоне разломов Трольфельд–Рыбачий–Канин расположена серия дезинтегрированных гранитных массивов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии выжатых в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела гранитоидов образуют пластины, “вклиненные” между толщами рифейских отложений. Предполагается, что они шарьированы с севера на юг в сторону архейского кратона (Балуев и др., 2020).

Заложение северо-восточной (в современных румбах) границы древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) в результате раскола суперконтинента Палеопангеи произошло в среднем рифее. В течение всего позднего рифея и в начале венда тиманская окраина Балтики оставалась пассивной, краевой бассейн оставался открытым в сторону океана (Балуев, 2006).

Глубинное строение территории Рифтовой системы Белого моря отражено на рис. 21, но необходимо понимать: вероятность того, что в раннем-среднем рифее рисунок и положение геофизических аномалий были такими же, как современные, невелика. Можно рассматривать два варианта. *Первый* предполагает – и этого варианта придерживается в настоящее время большинство геологов – значительные (на многие сотни и тысячи километров) латеральные перемещения плит, их разъединение и вновь совмещение, а также неоднократные и разнонаправленные повороты (до 360°) литосферных плит, и все это в течение более чем одного миллиарда лет. Возможно ли в таких условиях

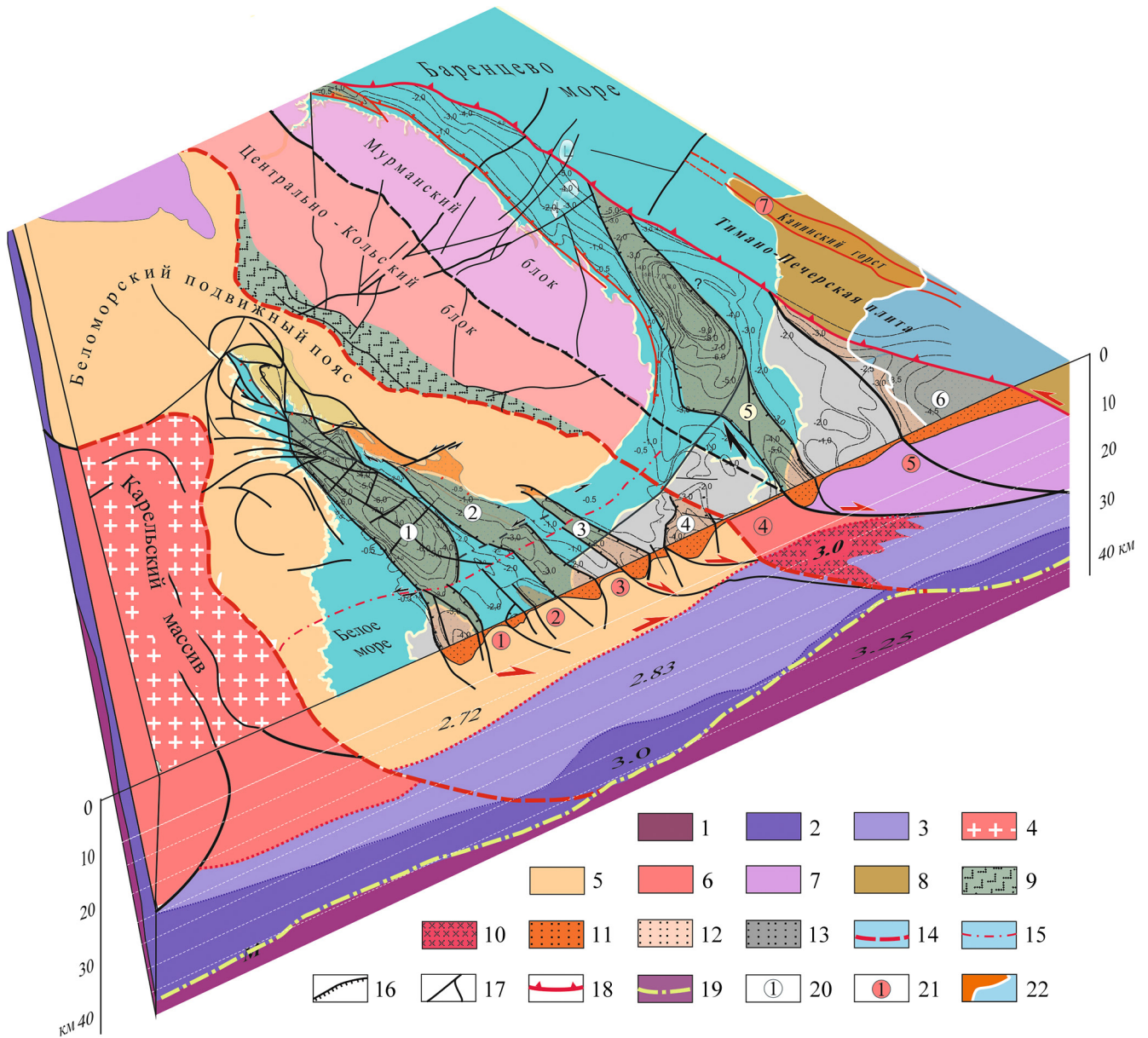


Рис. 19. Строение земной коры Рифтовой системы Белого моря.

Схема составлена на основе тектонической карты Белого моря (Балуев и др., 2012). 1 – мантия; 2 – нижняя кора; 3 – средняя кора; 4–8 – элементы верхней коры: 4 – Карельского массива, 5 – Беломорского подвижного пояса, 6 – Центрально-Карельского блока, 7 – Мурманского блока, 8 – Тимано-Печерской плиты; 9 – проторифтогенный палеопротерозойский пояс; 10 – магматическая камера; 11–13 – рифейские грабены: 11 – на разрезе, 12 – под плитным чехлом на суше; 13 – под водами и отложениями Белого моря; 14 – граница Беломорского подвижного пояса; 15 – Терская ступень; 16 – сбросы и направление уклона сместителей; 17 – разломы; 18 – граница Тимано-Печерской плиты; 19 – граница Мохо; 20 – цифры в белых кружках – грабены и впадины, грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Керетский, 3 – Чапомский, 4 – Лукшонский, впадины: 5 – Панойская, 6 – Пешская; 21 – цифры в розовых кружках – горсты и выступы: 1, 2 – Архангельский, 3 – Товский, 4 – Кулойский, 5 – Несско-Тылугский; 22 – береговая линия Белого моря.

Fig. 19. Structure of the Earth's crust of the White Sea Rift System.

Compiled based on the tectonic map of the White Sea (Baluev et al., 2012). 1 – mantle; 2 – lower crust; 3 – middle crust; 4–8 – elements of the upper crust: 4 – Karelian massif, 5 – White Sea mobile belt, 6 – Central Karelian block, 7 – Murmansk block, 8 – Timan-Pechora plate; 9 – proto-rift Paleoproterozoic belt; 10 – magmatic chamber; 11–13 – Riphean grabens: 11 – in the section, 12 – under the plate cover on land, 13 – under the waters and sediments of the White Sea; 14 – boundary of the White Sea mobile belt; 15 – Terek step; 16 – normal faults and direction of fault planes' slope; 17 – faults; 18 – boundary of the Timan-Pechora plate; 19 – Moho boundary; 20 – numbers in white circles – grabens and depressions, grabens: 1 – Kandalaksha, 2 – Keret, 3 – Chapom, 4 – Lukoshon, depressions: 5 – Panoy, 6 – Pesh; 21 – numbers in pink circles – horsts and protrusions: 1, 2 – Arkhangelsk, 3 – Tov, 4 – Kuloi, 5 – Nessko-Tylug; 22 – coastline of the White Sea.

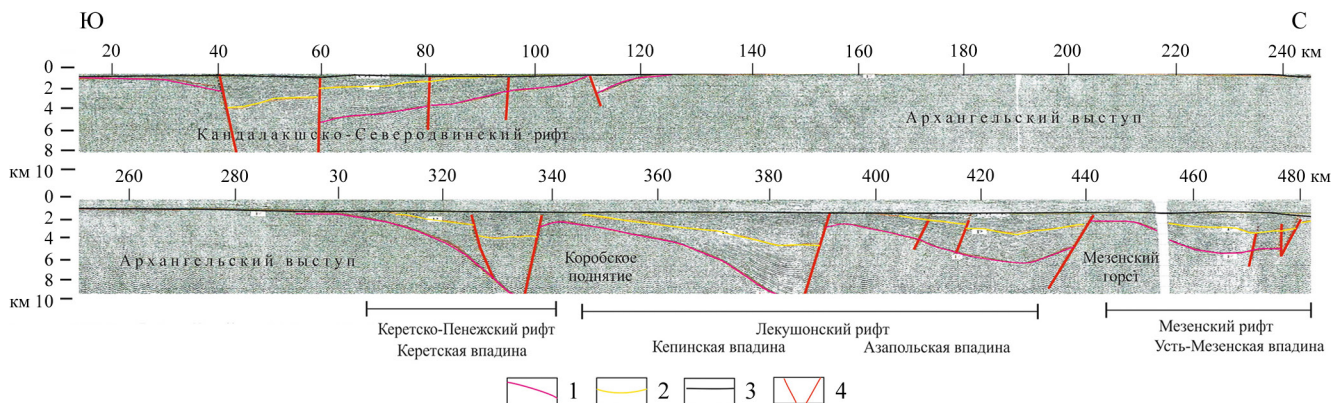


Рис. 20. Глубинный сейсмический разрез ОГТ через Мезенскую синеклизу (Геодинамика..., 2006).
1 – кровля фундамента; 2 – граница рифтовой и пострифтовой частей рифейского разреза; 3 – кровля рифея; 4 – разломы.

Fig. 20. Deep seismic section of the CDP through the Mezen syncline (Geodynamics..., 2006).
1 – roof of the basement; 2 – boundary of the rift and post-rift parts of the Riphean section; 3 – roof of the Riphean; 4 – faults.

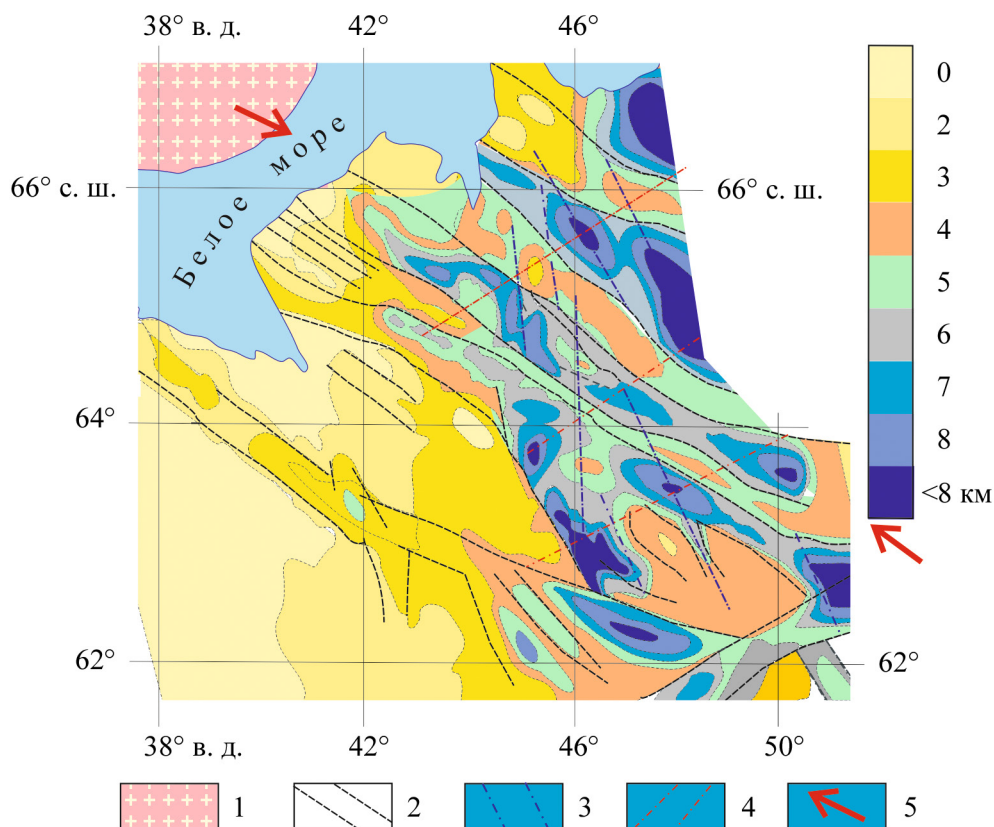


Рис. 21. Глубины залегания фундамента в области Мезенской синеклизы (Геодинамика..., 2006, с добавлениями авторов).

1 – дорифейский фундамент; 2 – разломы; 3, 4 – директивные направления сколов Риделя: 3 – левосторонних, 4 – правосторонних; 5 – генеральное направление сдвига. Вертикальная цветовая шкала – глубина залегания кровли фундамента, км.

Fig. 21. Depths of the basement in the Mezen syncline area (Geodynamics..., 2006, with additions by the authors).
1 – pre-Riphean basement; 2 – faults; 3, 4 – directive directions of Riedel shears: 3 – left-sided, 4 – right-sided; 5 – general direction of the shift. Vertical color scale – depth of the basement roof, km.

неизменное сохранение формы и содержания рифейской литосферы и подлитосферной мантии до наших дней? Предположить, конечно, такое можно, принять – лишь с существенными оговорками, аргументировать – нечем. *Второй вариант* допускает, что континентальные литосферные плиты не испытывали значительных латеральных перемещений и поворотов. Но и тогда сомнительно отсутствие принципиальных перестроек литосферы региона и стагнация ее глубинного строения, так как этому противоречит весь набор геологических фактов и наблюдений, свидетельствующих о многократной и принципиальной перестройке структуры и вещественного состава земной коры.

Тем не менее, исходя из анализа современно-го геологического строения верхней части корового слоя, некоторые положения можно экстраполировать в прошлое. Прежде всего это касается гетерогенности строения фундамента, заложения Рифтовой системы Белого моря субпараллельно простиранию структур основания на различных структурно-породных комплексах фундамента, главным образом тектонически подвижного Беломорско-Лапландского пояса, высокое гравитационно неустойчивое положение горных масс, наличие утоненной коры и ослабленное, разрыхленное состояние пород фундамента в краевой зоне Европейского кратона.

Область рифейского ареального рифтинга унаследована системой сходных структур, развивающихся на современном этапе и выраженных в виде современных грабенов Белого моря. Однако эти структуры, в становлении которых значительную роль играют сдвиговые деформации, не стоит относить к *зрелому континентальному рифтингу*, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры, что, впрочем, свойственно и рифейским грабенам (см. рис. 21). Рифейские грабены Беломорской провинции не проникают глубже 5–8 км, т. е. приурочены к верхней части гранитно-метаморфического слоя, горные массы которого испытывают общее сдвиговое течение с формированием латеральных протрузий (Колодяжный, 2006; Зыков и др., 2008; Леонов, 2008) (рис. 22).

Как показала комплексная интерпретация глубинных сейсмических профилей, разломы, формирующие грабены, выполаживаются в виде дачментов преимущественно в средней пластичной коре, что отмечается и для хорошо изученной североамериканской Провинции бассейнов и хребтов (Иванов С.Н., Иванов К.С., 1996). Формирование системы грабенов в центральных частях объемных породных потоков – явление, характерное для областей ареального сдвигового течения, что можно видеть также на примере пояса Лимпопо (Van Reenen et al., 1987; McCourt, Wilson, 1992).

В соответствии с этим существуют два мнения относительно ведущего механизма формирования Рифтовой системы Белого моря. Одни авторы (Балуев, 2006, 2013), признавая большое значение сдвиговой кинематики, главную роль отводят “хрупкому” варианту – растрескиванию земной коры за счет поперечного к простиранию пояса растяжения, которое проявляется на обширной площади при отсутствии центральной рифтовой долины (диффузный спрединг). Предполагается, что структура пассивной окраины Восточно-Европейского кратона на начальной стадии образования определяется воздействием горизонтального растяжения континентальной коры над мантийным плюмом в период начала распада Палеопангеи. Растекание горячего мантийного вещества плюма передавало напряжения растяжения пластичной нижней коре, которая, растягиваясь, деформировалась без разрыва сплошности, т. е. испытывала пластичное растяжение (течение).

Другие авторы (Леонов, 2008) отдают приоритет латеральному объемному сдвиговому течению и хрупко-пластичному перераспределению горных масс. Скорее всего, задействованы оба механизма, но окончательное решение вопроса о приоритете того или иного – задача будущих исследований.

Таким образом, по характеру инфраструктуры и особенностям геодинамики Рифтовая система Белого моря сходна с более молодыми провинциями бассейнов и хребтов, где формируется специфический полипарагенез рассредоточенного рифтинга, и может рассматриваться с ними в единой геодинамической категории.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

В статье рассмотрены тектонические ансамбли, которые известны как области ареального (рассредоточенного, диффузного) рифтинга или сходны с ними по морфоструктуре и особенностям геологического развития. Природа этих ансамблей трактуется различно, что отражено в многочисленных дефинициях: телеорогены, террасинклинали, области резонансной, полуплатформенной и глыбово-складчатой тектоники, завершенной складчатости и субсеквентного магматизма, дива-структуры, структуры восточноазиатского и тихоокеанского типов, зоны свободного развития и корового коробления, области экстремального растяжения, тафrogenеза, ареального рифтинга и др. Множество определений связано как с объективными причинами, так и с субъективными: во-первых, с разнообразием объектов и отсутствием четких критериев выделения этого типа структур; во-вторых, с тем, что тот или иной геолог изучал какой-либо один объект или уделял внимание той стороне явления, которая представлялась главной или соответствовала задаче исследования; в-третьих, небольшим

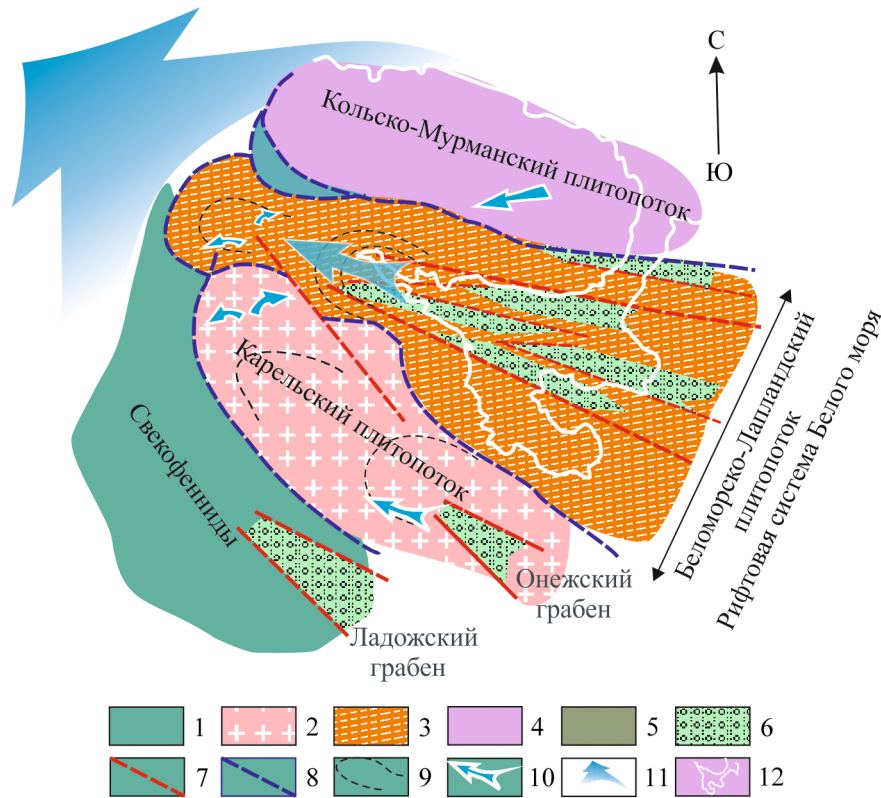


Рис. 22. Схема Рифтовой системы Белого моря на период “поздний протерозой–ранний рифей”, отражающая реализацию латерального тектонического течения пород Беломорско-Лапландского плитопотока (подробное описание см.: Леонов, 2008).

1–4 – главные геосторические и структурно-вещественные элементы Балтийского щита: 1 – свекофениды, 2 – Карельский плитопоток, 3 – Беломорско-Лапландский плитопоток, 4 – Кольско-Мурманский плитопоток; 5 – Гранулитовый пояс; 6 – рифтогенные впадины; 7 – разломы; 8 – границы плитопотоков; 9 – условные структурные линии; 10 – направления сдвигового течения; 11 – генеральное направление перемещения плитопотоков; 12 – современные контуры Белого моря.

Fig. 22. Scheme of the White Sea Rift System for the Late Proterozoic–Early Riphean, reflecting the lateral tectonic flow of the White Sea-Lapland plate-flow (detailed description in: Leonov, 2008).

1–4 – the main geohistorical and structurally significant of the Baltic Shield elements: 1 – Svecofennides, 2 – Karelian plate-flow, 3 – White Sea-Lapland plate-flow, 4 – Kola-Murmansk plate-flow; 5 – Ggranulite belt; 6 – rift basins; 7 – faults; 8 – boundaries of plate-flows; 9 – conventional structural lines; 10 – directions of the shear flow; 11 – general direction of plate-flow movement; 12 – modern contours of the White Sea.

числом работ по сравнительному анализу подобных объектов, что неизбежно приводило к односторонней трактовке явления. Сравнительные данные, представленные в этой статье, позволяют наметить основные черты строения, механизмов формирования и эволюции той категории геоструктур, которая обозначена нами как области рассредоточенного (ареального, диффузного) рифтинга.

Главная черта этого типа структур – наличие морфоструктурного парагенеза (вернее, полипарагенеза), включающего многократное и закономерное повторение комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабенов, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов). Парагенез образует линейно-линзовидные

ареалы ($\approx 250\text{--}500\text{ км} \times 500\text{--}1000\text{ км}$), приуроченные к утоненной и динамически неустойчивой (структурно ослабленной) континентальной коре, а именно – к окраинам древних платформ, молодым плитам, шельфам окраинных морей, внутриконтинентальным орогенам.

Характерно отсутствие магистральных рифтовых долин и сквозькорковых разломов, а также незначительная (от 2–3 до 15 км, реже более) глубина проникновения разрывов в коровый слой, не обеспечивающая полный разрыв коры (Friedmann, Burbank, 1995). Характерны также сходство и своеобразие инфраструктуры и эволюции областей ареального рифтинга; относительная независимость от структурного плана фундамента; сочленение с сопредельными геологическими провинциями по

протяженным сдвиговым зонам; невысокий уровень сейсмичности в сравнении с таковым окружающих провинций; пликативные изгибы дочехольной поверхности выравнивания (поверхности фундамента) во впадинах, на поднятиях и периклинальных замыканиях куполов и сводов; возникновение грабенов и горстов (чаще всего односторонних) либо на самых начальных этапах формирования систем бассейнов и хребтов, либо на завершающих этапах, при достижении крутизны и амплитуды изгибной деформации превышающих предел прочности (текучести) горных пород. Сходен и механизм формирования парагенезов “впадина–поднятие”: объемное разрыхление и 3D-твердопластическое (реидное) течение горных пород фундамента, дилатансия и пространственное перераспределение породных масс в условиях объемного (чаще всего трансензионного) сдвига или сдвигового поля напряжений при регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства.

Формирование кулисной системы областей прогибания (оттока материала) и воздымания (нагнетания материала), связанных со сдвигом, многократно описано в литературе и подтверждено тектонофизическим и численным моделированием (Лукьянов, 1965; Atmaoui et al., 2006; Морозов и др., 2014; Stefanov et al., 2014; Коробутяк, Фролова, 2024; и др.). Фрактальность процесса формирования систем бассейнов и хребтов отражена в расположении впадин и поднятий с шагом порядка 20–35 км (см. рис. 4, 9, 11), а также в структуре типа “вязких пальцев” (см. рис. 18), образование которых имеет фрактальную природу, связано с неустойчивостью раздела между субстанциями с различной вязкостью и определяется законами гидродинамики, что допускает рассмотрение поведения кристаллических пород фундамента в качестве текучих субстанций (Homsy, 1987).

Сдвиговые парагенезы, независимо от наличия или отсутствия внешних сил, локализируются внутри сдвиговой зоны с некоторым шагом, зависящим от размерности сдвига, свойств среды, условий деформации, фрактальной размерности среды и пр. (Лукьянов, 1965; 1991; Bosworth, 1985; Гарагаш, 2006; Морозов и др., 2014; Stefanov et al., 2014; Леонов, 2022). В пространстве, охваченном сдвиговым течением, возникают закономерно ориентированные и чередующиеся между собой области относительного удлинения и оттока горных масс (грабены, прогибы, зоны трещиноватости) и области укорочения и нагнетания горных масс (антиклинали, горсты, поднятия, складчато-надвиговые ансамбли) (Лукьянов, 1965; Atmaoui et al., 2006; Морозов и др., 2014; Stefanov et al., 2014). Сдвиговое течение проявлено как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Горизонтально-плоскостное течение, конформное поверхности сводового поднятия, зафиксировано в Провинции бассейнов и хребтов,

Селенгино-Витимской зоне, Гиссаро-Алайском сегменте Тянь-Шаня, на Мендересском массивах; вертикально-плоскостное – в Минкуш-Кекемеренской и Нуратау-Курганкской зонах Гиссаро-Алая.

По умолчанию принято, что образование комплементарных хребтов и впадин в областях рассредоточенного рифтинга является следствием воздымания горных масс в пределах хребтов и опускания – в пределах впадин (см. рис. 6а). Однако рассмотренные районы представлены гигантскими куполами, охватывающими и положительные, и отрицательные морфоструктуры. При этом активными элементами являются поднятия (Скляр и др., 1997; Пржиялговский и др., 2022; Леонов и др., 2025а, б), что находит инструментальное подтверждение в Провинции бассейнов и хребтов, а также в численном и аналоговом моделировании (Морозов и др., 2014; Stefanov et al., 2014). Показано, что после землетрясений высота горных блоков возрастает на большую величину, чем высота долин (Томпсон, 1970). Возникает дифференциация рельефа земной поверхности и рельефа поверхности фундамента (см. рис. 6б). Поднятые участки подвергаются денудации, и массы обломочного материала перемещаются в относительно пониженные участки коры (см. рис. 6в). В результате перетолжения материала из зон поднятий и размыва в области осадконакопления должен был бы возникнуть избыток масс в областях седиментации и дефицит в зонах денудации. Однако такого дисбаланса как будто не наблюдается, во всяком случае горные массы на подошве коры изостатически уравновешены (Романюк, 2008). Естественным процессом сохранения изостатического равновесия является латеральное перетекание горных масс фундамента из областей осадконакопления в области поднятий.

При этом на границе гранитных куполов и осадочного чехла образуется так называемый “прогрессивный контакт” (Graciansky, 1973), по которому происходит опережающее выдвигание ниже расположенных кристаллических пород и развиваются зоны скольжения (волочения) между породами фундамента и отложениями осадочного обрамления (Цеховский и др., 2009; Леонов и др., 2018) и которые зачастую маркированы горизонтом тектонокластитов: хаотических микробрекций, сложенных фрагментами контактирующих пород фундамента и чехла и местами рассланцованных (рис. 23).

Кроме сходства, провинции диффузного рифтинга имеют и существенные различия. В одних (Витимо-Селенигинской зоне, Провинции бассейнов и хребтов) проявлен активный магматизм, другие (Зондаленд, Тянь-Шань, Рифтовая система Белого моря) практически амагматичны. Системы ареального рифтинга возникают в геодинамически и исторически различных сегментах коры.

Провинция бассейнов и хребтов расположена на гетерогенной коре: на востоке – Североамерикан-

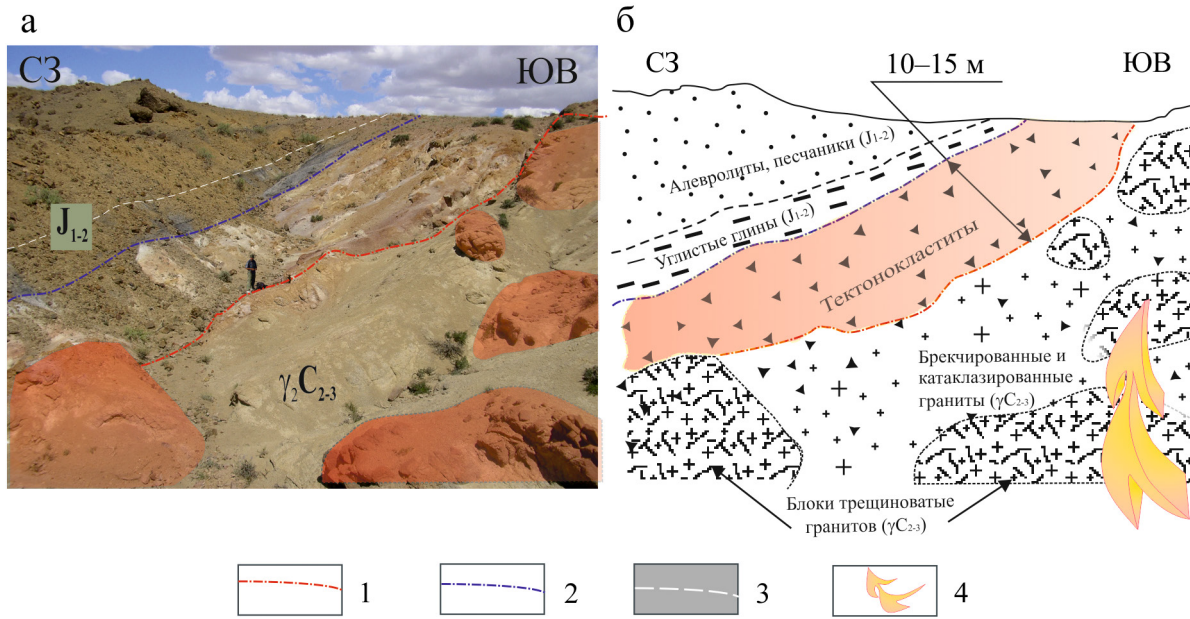


Рис. 23. Тектонокластиты на контакте осадочного чехла и гранитного тела протыкания (Южная Монголия, массив Дзурамтай).

а – фотография, б – рисунок по фотографии. 1 – граница тектонокластита и тела внедрения (граниты фундамента); 2 – граница тектонокластита и отложений чехла; 3 – межслоевая граница; 4 – направление реидного перемещения гранитов фундамента.

Fig. 23. Tectonoclastites at the contact of the sedimentary cover and the granite piercing body (Southern Mongolia, Dzuramtai massif).

а – photograph, б – drawing from the photograph. 1 – boundary of the tectonoclastite and the protrusion body (basement granites); 2 – boundary of the tectonoclastite and sedimentary cover; 3 – interlayer boundary; 4 – direction of reid movement of basement granites.

ского кратона, на западе – территории мезозойских Невадид и Ларамид. Селенгино-Витимская зона захватывает каледонский фрагмент Байкало-Монгольской области домезозойской складчатости. Рифтинг шельфа Южно-Китайского моря охватил часть Индо-Синийских мезозоид. Тянь-Шаньский ансамбль сформирован на постгерцинской квази-платформе, фундамент которой имеет резко гетерогенное строение, Рифтовая система Белого моря – на утоненной коре древнего Восточно-Европейского кратона.

ВЫВОДЫ

Приведенный в статье материал позволяет сделать следующие основные выводы.

Ареальные рифтовые системы представляют собой особый тип парагенетических коровых ансамблей, главными признаками которых можно считать: 1) специфическую морфоструктуру: ареальное распространение закономерно чередующихся субпараллельных бассейнов и хребтов; 2) режим объемного сдвигового течения и реидного перераспределения горных масс. Эти установки согласуются с принципами выделения рифтогенных си-

стем, сформулированными Ю.Г. Леоновым (Леонов, 1972, с. 45).

Формирование подобных ансамблей связано с латерально ориентированным 3D-твердопластичным течением горных масс при регулирующей роли трансензионно-транспрессионного режима и фрактальной организации геологического пространства. Судя по приуроченности некоторых провинций диффузного рифтинга к обширным региональным поднятиям (куполам) и их дивергентной инфраструктуре, одним из факторов диффузного рифтинга может являться гравитационное расползание (растекание) горных масс в приподнятых и, вследствие высокого стояния, динамически неустойчивых объемах коры платформ и орогенов. Возникновение поднятий, возможно, обусловлено дилатансией, неизбежно сопровождающей сдвиговое объемное течение. Таким образом, основная причина формирования структуры провинций бассейнов и хребтов связана не столько с поперечным растяжением или сжатием, сколько с проявлением продольного объемного сдвигового течения горных масс и их перераспределением в пространстве.

Тектонические ансамбли типа “провинция бассейнов и хребтов” ни структурно, ни динамически

не являются аналогами линейных рифтовых систем. Линейные системы – это результат раскола и механического раздвижения континентальной коры (составляющая глобального корово-мантийного тектогенеза), ареальные системы – результат хрупко-пластичного (рейдного) течения верхнекоровых горных масс (составляющая регионального корового тектогенеза).

Для провинций бассейнов и хребтов процесс рифтогенеза не является “инициальным”: разломные ограничения выступают лишь осложнением изгибной деформации корового слоя, т. е. термин “рифтогенез” (“рожденный рифтом”) не соответствует явлению ни по сути, ни этимологически.

Многие структуры ареального рифтинга в разных регионах возникли на альпийском этапе эволюции Земли. При этом особое значение имеют рубежи “поздний триас/ранняя юра” и “конец миоцена/начало плиоцена”. Первый проявился в Западном Забайкалье, Гиссаро-Алае и Центральном Тянь-Шане и знаменовал собой начало “эмбрионального” этапа морфоструктурной дифференциации эпигерцинских платформ. Второй выражен во всех изученных районах и отражает перестройку морфоструктурного плана мезозойских квазиплатформ и оформление современной структуры типа бассейнов и хребтов за период в 4–5 млн лет, в масштабе геологического времени – одновременно.

Образование провинций ареального рифтинга – явление фундаментальное. Их практически одновременное (в масштабе геологического времени) возникновение в удаленных один от другого районах и в различных геодинамических обстановках соответствует представлениям о глобальном проявлении неоген-четвертичного орогенеза, независимом от геологической предыстории того или иного региона (Леонов, 1972).

Сущность процесса не ясна и может быть сформулирована только в самом общем виде как глобальная активизация земных недр в рейдной форме ее проявления. Тем не менее рассмотренный материал с полной очевидностью подтверждает вывод (Леонов и др., 2025б) о формировании провинций типа бассейнов и хребтов при участии геодинамических режимов двух категорий. Во-первых, это глобальный режим активизации глубинных и коровых масс, который определяет черты идентичности феномена и приводит к субсинхронному проявлению процесса в различных регионах и динамических обстановках. Во-вторых, это региональные режимы, свойственные тому или иному сегменту Земли, режимы, определяющие индивидуальные черты зон диффузного рифтинга.

И последнее. Провинции бассейнов и хребтов являются отражением фундаментального свойства горных масс – их структурно-тектонической делимости (фрагментации) (Садовский, 1979; Садовский и др., 1988). При этом становится понят-

но (Леонов, 2024), что фрагментация земной коры осуществляется не только за счет возникновение систем разноразмерных жестких блоков. Она возникает и благодаря существованию индивидуализированных в пространстве и времени геосторических провинций, к которым отнесены рассмотренные в данной статье объекты и которые наделены более дробной внутренней структурной делимостью, что отражает некоторые общие закономерности деструкции земной коры (Чебаненко, 1977; Шерман, 2012).

Это положение может быть проиллюстрировано, в частности, наличием подобных структурно-тектонических провинций не только на континентах, но и в пределах глубоководных котловин современных океанов (рис. 24). Однако, как было подчеркнuto в работе (Мазарович, Соколов, 2004), подобная разнovidность структур практически не исследована ни со стороны феноменологической, ни с позиций исторической геодинамики.

Заканчивая статью, вновь обратимся к вопросам терминологии и понятийной базы. Не вступая в полемику (в данном случае она мало продуктивна) и учитывая специфику явления, мы предлагаем использовать следующие дефиниции: морфоструктурную – провинции бассейнов и хребтов (название введено для фрагмента территории на западе Северо-Американского континента и наилучшим образом отражает своеобразие объектов); структурно-

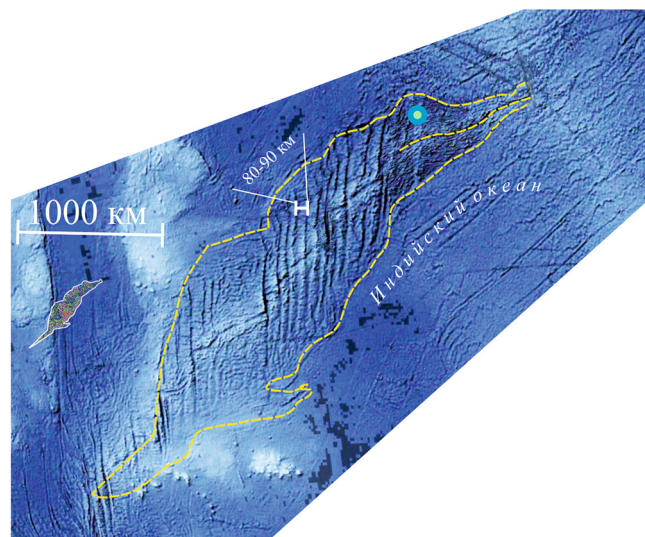


Рис. 24. Провинция бассейнов и хребтов (провинция Крокодил) в глубоководной котловине Индийского океана (отрезок Восточно-Индийского срединно-океанического хребта). (основа: Google Earth Pro).

Fig. 24. Basin and Ridge Province (Crocodile Province) in the deep-sea basin of the Indian Ocean (a segment of the East Indian Mid-Ocean Ridge) (basis: Google Earth Pro).

генетическую – области ареально-сдвигового корового коробления (сходное словосочетание использовано Г.Ф. Уфимцевым для Западного Забайкалья (Уфимцев, 2002)); тектонодинамическую – области рассредоточенного (диффузного) рифтинга (определение вошло в словарь-справочник по тектонической терминологии (Борукаев, 1999)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л., Зао Н., Попов О.К., Поспелов В.В., Шан Н.Т., Шнип О.А. (1997) Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 285 с.
- Артемьев М.Е., Артющков Е.В. (1968) О происхождении рифтовых впадин. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 58-73.
- Балуев А.С. (2006) Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. *Геотектоника*, **40**(3), 23-38.
- Балуев А.С. (2013) Континентальный рифтогенез Севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 326 с.
- Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н. (2021) Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга. *Литосфера*, **21**(4), 469-490.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. (2012) Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. М.: ГЕОС, 104 с.
- Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф., Баянова Т.Б., Серов П.А. (2020) Массивы дезинтегрированных гранитоидов в зоне сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ: состав, возраст и углеводородный потенциал. *Геотектоника*, **54**(2), 32-47. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20020022>
- Богданов Н.А. (2000) О тектонической эволюции окраинных морей. *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 159-169.
- Богоявленский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н., Богоявленский И.В. (2016) Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый тигр и Дракон. *Геология нефти и газа*, (5), 102-115.
- Борукаев Ч.Б. (1999) Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. *Тр. ОИГГМ СО РАН*, вып. 840, 69 с.
- Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В., Шнип О.Л. (1999) Геология и нефтегазоносность фундамента шельфа Южного Вьетнама. *Геология нефти и газа*, (4), 15-20.
- Гарагаш И.А. (2006) Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакций. *Геология и геофизика*, **47**(5), 657-668.
- Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. (2006) (Ред. С.В. Аплонов, Д.Л. Федоров). СПб.: Наука, 320 с.
- Грачев А.Ф. (1987) Рифтогенные зоны Земли. М.: Недра, 285 с.
- Добрынина А.А. (2013) Затухание сейсмических волн в литосфере северной части Провинции бассейнов и хребтов. *Геодинамика и тектонофизика*, **4**(1), 53-67. <https://doi.org/10.5800/GT2013410091>
- Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балувев А.С. (2008) Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **83**(2), 15-25.
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (1996) Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 152 с.
- Ирдли А. (1954) Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ, 679 с.
- Казьмин В.Г. (1987) Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 205 с.
- Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай. (2019) Залежи углеводородов в фундаменте шельфа Вьетнама и структурно-тектоническая модель их формирования. *Геотектоника*, **53**(1), 44-61. <https://doi.org/10.1134/S0016852119010096>
- Кинг Ф.Б. (1961) Геологическое строение Северной Америки. М.: ИЛ, 299 с.
- Колодяжный С.Ю. (2006) Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. *Тр. ГИН РАН*, вып. 572, 362 с.
- Коробутяк А.Н., Фролова Н.С. (2024) Аналоговое физическое моделирование сдвиговых деформаций на севере Западно-Сибирской плиты. *Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический аспект*. Иркутск: ИГУ, 50-51.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2006) Горообразующие процессы и вариации климата в истории Земли. *Геология и геофизика*, **47**(1), 3-25.
- Кук К.Л. (1970) Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. *Система рифтов Земли*. М.: Мир, 150-172.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. (1985) О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря. *Тихоокеан. геол.*, (4), 102-106.
- Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. (2019) Моделирование процесса аккумуляции и высвобождения энергии в геосреде под действием приливных сил. *Триггерные эффекты в геосистемах*. М.: ИДГ РАН, 111-112.
- Леонов М.Г. (2008) Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 458 с.
- Леонов М.Г. (2019) Центростремительная конвергенция плитопотоков и ее отражение в геодинамической эволюции литосферы Земли (обзор проблемы). *Литосфера*, **51**(2), 158-164.
- Леонов М.Г. (2022) Морфоструктура внутриконтинентальных осадочных бассейнов и фрактальная геометрия. *Динамические процессы в геосферах*, **14**(1), 3-16. https://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_3
- Леонов М.Г. (2024) Структурно-тектоническая делимость земной коры и ее отражение в областях диффузного рифтинга. *Динамические процессы в геосферах*, **16**(3), 74-91. <https://doi.org/10.26006/29490995>
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2018) Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. *Тр. ГИН РАН*, вып. 619, 332 с.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов

- Ю.П. (2020) Тектоническая эволюция системы “фундамент–чехол” и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов. *Геотектоника*, **54**(2), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20020083>
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Лунина О.В., Мазукабзов А.М., Никитин А.В. (2025б) Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Ст. 2. Внутригорные впадины Западного Забайкалья. Анализ и обобщение материала. *Геодинамика и тектонофизика*, **16**(4), 0833. <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-4-0833>
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Лунина О.В., Мазукабзов А.М., Никитин А.В. (2025а) Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Ст. 1. Постановка вопроса. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая и Центрального Тянь-Шаня. *Геодинамика и тектонофизика*, **16**(3), 0826. <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-3-0826>
- Леонов Ю.Г. (1972) Новейшая активизация и альпийский орогенез. *Геотектоника*, (2), 3-10.
- Леонов Ю.Г. (2001) Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. *Геотектоника*, (2), 3-16.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. (2004) Современные проблемы геотектоники и геомеханики. М.: Научный мир, 616 с.
- Логачев Н.А., Плотников В.П., Скобло В.М. (1968) К дискуссии о структуре верхнемезозойских впадин западного Забайкалья. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 113-116.
- Лукк А.А., Леонова В.Г. (2022) Зондаленд – недеформируемый блок литосферы Юго-Восточной Азии. *Геотектонические процессы и биосфера*, **21**(1), 5-32. <https://doi.org/10.21455/GPB2022>
- Лукиянов А.В. (1965) Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 212 с.
- Лукиянов А.В. (1991) Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 144 с.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. (2004) Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана. *Современные проблемы геологии*. М.: Наука, 223-250.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К., Кучай В.К., Куланин В.К. (1982) Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. *Тр. ГИН АН СССР*, вып. 359, 116 с.
- Метелкин Д.В. (2012) Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 460 с.
- Милановский Е.Е. (1976) Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 280 с.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. (2014) Пуллапартный механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства. *Геотектоника*, (1), 29-61. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14010056>
- Никишин А.М. (2002) Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: МГУ, 366 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (2004) (Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа). М.: Научный мир, 526 с.
- Поспелов Г.Л. (1972) Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза. *Геология и геофизика*, (12), 53-73.
- Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Баталева Е.А. (2022) Геолого-геофизический трансект Среднего Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины. *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(1), 1-20. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0568>
- Райт Л., Троксел Б. (1976) Строение провинции бассейнов и хребтов как результат неглубоких разрывов (юго-западная часть Большого бассейна). *Сила тяжести и тектоника*. М.: Мир, 390-440.
- Романюк Т.В. (2008) Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, **11**(1), 134-146.
- Садовский М.А. (1979) О естественной кусковатости горных пород. *Докл. АН СССР*, **247**(4), 829-830.
- Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. (1988) О механике блочного горного массива. *Докл. АН СССР*, **302**(2), 306-307.
- Склярков Е.В., Мазукабзов А.И., Мельников А.И. (1997) Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН, 182 с.
- Строение и динамика литосферы Беломорья. (2022) (Отв. ред. Н.В. Шаров). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 239 с.
- Тверетина Т.Ю. (2017) Геодинамические условия рифтогенеза на поверхности Земли: проблемы изучения. *Геодинамика и тектонофизика*, **8**(1), 203-215.
- Терехов Е.Н. (2007) Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы. *Литосфера*, (6), 15-39.
- Томпсон Дж.А. (1970) Рифтовая система Запада США. *Система рифтов Земли*. М.: Мир, 172-180.
- Трифонов В.Г., Артющков Е.В., Додонорв А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. (2008) Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. *Геология и геофизика*, **49**(2), 128-145.
- Уфимцев Г.Ф. (2002) Морфотектоника Евразии. Иркутск: ИГУ, 494 с.
- Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. (2009) Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: ГЕО, 130 с.
- Флоренсов Н.А. (1960) Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: АН СССР, 240 с.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А. (1993) Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы. *Рифтогенез и нефтегазоносность*. М.: Наука, 5-16.
- Хоуз Р., Данеш З. (1976) Развитие позднемеозойских и раннекайнозойских структур восточной части Большого Бассейна. *Сила тяжести и тектоника*. (Под ред. К.А. Джонга де, Р. Шолтена). М.: Мир, 421-433.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В., Бадамгарав Ж., Симанович И.М., Щербакова Т.Ф., Пржиялговский Е.С. (2009) Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия). *Литология и полез. ископаемые*, **44**(3), 312-328.
- Чебаненко И.И. (1977) Теоретические аспекты тектони-

- ческой делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 83 с.
- Чедия О.К., Уткина Н.Г. (1990) Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена. *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука, 46-53.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. (1996) Геология, геодезия, сейсмичность Большого бассейна (Провинция бассейнов и Хребтов, США). *Физика Земли*, (9), 3-27.
- Шенгер А.М.С., Натальин Б.А. (2009) Рифты мира. М.: Геокарт; ГЕОС, 188 с.
- Шерман С.И. (2012) Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонические закономерности. *Геодинамика и тектонофизика*, 3(4), 315-344.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. (2000) Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое. *Геотектоника*, 34(2), 43-64.
- Allmendinger R.W., Hauge T.A., Hauser E.C., Potter C.J., Oliver J. (1987) Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, Western United States. *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. (London). Spec. Publ.*, 28, 223-246.
- Armstrong R.L., Ward P. (1991) Evolving geographic patterns of Cenozoic magmatism in the North America Cordillera: The temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes. *J. Geophys. Res.*, 96(8), 13201-13224.
- Atmaoui N., Kukowski N., Stockhert B., Konig D. (2006) Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 95, 225-238.
- Avouac J.P., Tapponier P. (1993) Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895-898.
- Bennett R.A., Wernicke B., Niemi N.A., Friedrich A.M. (2003) Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data. *Tectonics*, 22(2). <https://doi.org/10.1029/2001TC001355>
- Bock Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W., McCaffrey R., Subarya C., Puntodewo S.S.O., Calais E. (2003) Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2367. <https://doi.org/10.1029/2001JB000324>
- Bosworth W.R. (1985) Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316(6029), 625-627.
- Bozkurt E., Park R.G. (1994) Southern Menderes massif: An incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Geol. Soc. London*, 151, 213-216.
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser S.W. (1977) Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in northwestern Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88(10), 1237-1250.
- Coney P.J., Hams T.A. (1984) Cordilleran metamorphic complex: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12, 550-554.
- Dickinson W.R. (2002) The Basin and Range Province as a composite extensional domain. *Int. Geol. Rev.*, 44(1), 1-38.
- Dien Phan Trung. (1995) Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam. *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, 37, 33-54. <https://doi.org/10.7186/bgsm37199503>
- Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A. (1984) Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range Tectonics. *Geology*, 3(2), 115-119.
- Fay N.P., Bennett R.A., Hreinsdóttir S. (2008) Contemporary vertical velocity of the central Basin and Range and uplift of the southern Sierra Nevada. *Geophys. Res. Lett.*, 35(2030). <https://doi.org/10.29/2008GL034949>
- Flesch L.M., Holt W.E., Haines A.J., Shen-Tutt B. (2000) Dynamics of the Pacific-North American Plate Boundary in the Western United States. *Science*, 287(4), 834-836.
- Friedmann S.J., Burbank D.W. (1995) Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional endmembers. *Basin Res.*, 7(2), 109-127.
- Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. (2009) Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism. *Tectonophysics*, 478, 184-214.
- Graciansky P.C. (1973) Le probleme des couloured melanges: a propos de formations chaotiques associees aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamics*, 15(5), 555-556.
- Grand S.P. (1987) Tomographic Inversion for Shear Velocity Beneath the North American Plate. *J. Geophys. Res.*, 92(B13), 14065-14090.
- Hamilton W. (1978) Mesozoic tectonic of the western United States. *Mesozoic paleogeography of the Western United States. Pacific Coast Paleogeography Symp.*, (2), 33-70.
- Hamilton W. (1987) Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 156-176.
- Hammond W.C., Blewitt G., Kreemer C. (2016) GPS Imaging of vertical land motion in California and Nevada: Implications for Sierra Nevada uplift. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 7681-7703. <https://doi.org/10.1002/2016JB013458>
- Hetzl R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O. (1995) Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23(5), 455-458.
- Homsy G.M. (1987) Viscous fingering in porous media. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 19, 271-311.
- Hose R., Daneš Z.F. (1968) Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 115, 102.
- Humphreys E.D., Dueker K.G. (1994) Physical state of the western U.S. upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 99(B5), 9635-9650.
- Jones C.N., Wernicke B.P., Farmer G.L. (1992) Variation across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA. *Tectonophysics*, 213, 57-96.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. (1978) Model of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range Province. *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 152, 209-250.
- Mart Y., Dauteuil O.M. (2000) Analogue experiments of propagation of oblique rifts. *Tectonophysics*, 316, 121-132.
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. and University*

of *West. Austral.*, **22**, 237-245.

- Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu Sh.Y., Reigber C., Becker M., Reinhart E., Simons W., Ambrosius B., Vigny C., Chamot-Rooke N., Pichon X., Morgan P., Matheussen S. (2001) Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**(3-4), 239-244. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00298-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00298-9)
- Nolan T.B. (1943) The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **197**(D), 141-196.
- Sharp R.P. (1939) Basin-range structure of the Ruby-East Humbolt Range, northeastern Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **50**, 881-920.
- Simons W.J.F., Socquet A., Vigny C., Ambrosius B.A.C., Haji Abu S., Promthong C., Subarya C., Sarsito D.A., Matheussen S., Morgan P., Spackman W. (2007) A decade of GPS in Southeast Asia: resolving Sundaland motion and boundaries. *J. Geophys. Res.*, **112**(B06420). <https://doi.org/10.1029/2005JB003868>
- Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., Rebetsky Yu.L., Kontorovich V.A. (2014) Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in a strike-slip displacement in the basement. *Phys. Mesomechanics*, **17**(3), 204-215.
- Thatcher W., Foulger C.R., Julian B.R., Svarc J., Quilty E., Bawden G.W. (1999) Present-Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States. *Science*, **283**(12), 1714-1718.
- Van Reenen D.D., Barton J.M., Roering C., Smith C.A., Van Schalkwyk J.F. (1987) Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa. *Geology*, **15**(1), 11-14.
- Wernicke B.P. (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**(5817), 645-648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>
- Zeng Y. (2022) GPS Velocity Field of the Western United States for the 2023 National Seismic Hazard Model Update. *Seismol. Res. Lett.*, **93**(6), 3121-3134. <https://doi.org/10.1785/0220220180>
- Baluev A.S. (2013) Continental rifting of the North of the East European Platform in the Neogene: geology, history of development, comparative analysis. *Doct. geol. and min. sci. diss.* Moscow, GIN RAN, 326 p. (In Russ.)
- Baluev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N. (2021) Comparative tectonics of the paleorift system of the White Sea and other continental rifting systems. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 469-490. (In Russ.)
- Baluev A.S., Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Shcherbakova T.F., Bayanova T.B., Serov P.A. (2020) Massifs of Disintegrated Granitoids in the Junction Zone of the East European and West Arctic Platforms: Composition, Age, and Hydrocarbon Potential. *Geotectonics*, **54**(2), 173-187 (translated from *Geotektonika*, **54**(2), 32-47). <https://doi.org/10.1134/S0016852120020028>
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N., Przhivalgovsky E.S. (2012) Tectonics of the White Sea and adjacent territories. Moscow, GEOS Publ., 104 p. (In Russ.)
- Baluev A.S. (2006) Geodynamics of the Riphean Stage in the Evolution of the Northern Passive Margin of the East European Craton. *Geotectonics*, **40**(3), 183-196 (translated from *Geotektonika*, **40**(3), 23-38).
- Bennett R.A., Wernicke B., Niemi N.A., Friedrich A.M. (2003) Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data. *Tectonics*, **22**(2). <https://doi.org/10.1029/2001TC001355>
- Bock Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W., McCaffrey R., Subarya C., Puntodewo S.S.O., Calais E. (2003) Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res.*, **108**(B8), 2367. <https://doi.org/10.1029/2001JB000324>
- Bogdanov N.A. (2000) On the tectonic evolution of marginal seas. *Problems of global geodynamics.* Moscow, GEOS Publ., 159-169. (In Russ.)
- Bogoyavlensky V.I., Dzyublo A.D., Ivanov A.N., Bogoyavlensky I.V. (2016) Oil and gas potential of the crystalline basement of the Vietnamese shelf: White Tiger and Dragon. *Geol. Nefti i Gaza*, (5), 102-115. (In Russ.)
- Borukaev Ch.B. (1999) Glossary of Modern Tectonics. *Tr. OIGGM SO RAN*, vyp. 840, 69 p. (In Russ.)
- Bosworth W.R. (1985) Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, **316**(6029), 625-627.
- Bozkurt E., Park R.G. (1994) Southern Menderes massif: An incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Geol. Soc. London*, **151**, 213-216.
- Chebanenko I.I. (1977) Theoretical aspects of tectonic divisibility of the Earth's crust. Kyiv, Nauk. Dumka Publ., 83 p. (In Russ.)
- Chediya O.K., Utkina N.G. (1990) The newest tectogenesis of the Tien Shan epiplatform orogen. *Geodynamics of intracontinental mountain regions.* Novosibirsk, Nauka Publ., 46-53. (In Russ.)
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser S.W. (1977) Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in northwestern Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**(10), 1237-1250.
- Coney P.J., Hams T.A. (1984) Cordillieran metamorphic complex: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, **12**, 550-554.
- Cook K.L. (1970) Rift system of the Basin and Range Provinces. *The Earth's rift system.* Moscow, Mir, 150-172. (In Russ.)
- Dickinson W.R. (2002) The Basin and Range Province as

REFERENCES

- acomposite extensional domain. *Int. Geol. Rev.*, **44**(1), 1-38.
- Dien Phan Trung. (1995) Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam. *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, **37**, 33-54. <https://doi.org/10.7186/bgsm37199503>
- Dobrynina A.A. (2013) Attenuation of seismic waves in the lithosphere of the northern part of the Basin and Range Province. *Geodynamics & Tectonophysics*, **4**(1), 53-67. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT2013410091>
- Eardley A. (1954) Structural geology of North America. Moscow, IL Publ., 679 p. (In Russ.)
- Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A. (1984) Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range Tectonics. *Geology*, **3**(2), 115-119.
- Fay N.P., Bennett R.A., Hreinsdóttir S. (2008) Contemporary vertical velocity of the central Basin and Range and uplift of the southern Sierra Nevada. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(2030). <https://doi.org/10.29/2008GL034949>
- Flesch L.M., Holt W.E., Haines A.J., Shen-Tult B. (2000) Dynamics of the Pacific-North American Plate Boundary in the Western United States. *Science*, **287**(4), 834-836.
- Florensov N.A. (1960) Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Moscow; Leningrad, AN SSSR, 240 p. (In Russ.)
- Friedmann S.J., Burbank D.W. (1995) Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members. *Basin Res.*, **7**(2), 109-127.
- Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. (2009) Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism. *Tectonophysics*, **478**, 184-214.
- Garagash I.A. (2006) Conditions of formation of regular systems of shear bands and compaction. *Geol. Geofiz.*, **47**(5), 657-668. (In Russ.)
- Gavrilov V.P., Dzyublo A.D., Pospelov V.V., Shnip O.L. (1999) Geology and oil and gas potential of the basement of the shelf of South Vietnam. *Geol. Nefti i Gaza*, (4), 15-20. (In Russ.)
- Geodynamics and possible oil and gas potential of the Mezen' sedimentary basin. (2006) St.Petersburg, Nauka Publ., 320 p. (In Russ.)
- Grachev A.F. (1987) Riftogenic zones of the Earth. Moscow, Nedra Publ., 285 p.
- Graciansky P.C. (1973) Le probleme des couloured melanges: a propos de formations chaotiques associees aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamics*, **15**(5), 555-556.
- Grand S.P. (1987) Tomographic Inversion for Shear Velocity Beneath the North American Plate. *J. Geophys. Res.*, **92**(B13), 14065-14090.
- Hamilton W. (1978) Mesozoic tectonic of the western United States. *Mesozoic paleogeography of the Western United States. Pacific Coast Paleogeography Symp.*, (2), 33-70.
- Hamilton W. (1987) Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **28**, 156-176.
- Hammond W.C., Blewitt G., Kreemer C. (2016) GPS Imaging of vertical land motion in California and Nevada: Implications for Sierra Nevada uplift. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**, 7681-7703. <https://doi.org/10.1002/2016JB013458>
- Hetzl R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O. (1995) Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, **23**(5), 455-458.
- Homsy G.M. (1987) Viscous fingering in porous media. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 271-311.
- Hose R., Daneš Z.F. (1968) Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **115**, 102.
- Hose R., Daneš Z.F. (1976) Development of late Mesozoic and early Cenozoic structures of the eastern part of the Great Basin. *Gravity and tectonics*. (Ed. by K.A. Jong de, R. Scholten). Moscow, Mir Publ., 421-433. (In Russ.)
- Humphreys E.D., Dueker K.G. (1994) Physical state of the western U.S. upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 9635-9650.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1996) Regimes and structures of crustal extension. Basin and range provinces in the North American Cordillera. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 152 p. (In Russ.)
- Jones C.N., Wernicke B.P., Farmer G.L. (1992) Variation across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA. *Tectonophysics*, **213**, 57-96.
- Kazmin V.G. (1987) Rift structures of East Africa – the split of the continent and the birth of the ocean. Moscow, Nauka Publ., 205 p. (In Russ.)
- Kerimov V.Yu., Leonov M.G., Osipov A.V., Mustaev R.N., Vu Nam Hai. (2019) Hydrocarbons in the Basement of the South China Sea (Vietnam) Shelf and Structural-Tectonic Model of their Formation. *Geotectonics*, **53**(1), 42-59 (translated from *Geotektonika*, **53**(1), 44-61). <https://doi.org/10.1134/S0016852119010035>
- Khain V.E., Sokolov B.A. (1993) Riftogenesis and oil and gas potential: main problems. *Riftogenesis and oil and gas potential*. Moscow, Nauka Publ., 5-16.
- King F.B. (1961) Geological structure of North America. Moscow, IL Publ., 299 p. (In Russ.)
- Kolodyazhny S.Yu. (2006) Structural and kinematic evolution of the southeastern part of the Baltic Shield in the Paleoproterozoic. *Tr. GIN RAN*, vyp. 572, 362 p. (In Russ.)
- Korobutyak A.N., Frolova N.S. (2024) Analogous physical modeling of shear deformations in the north of the West Siberian Plate. *Fault formation in the lithosphere and related processes: tectonophysical aspect*. Irkutsk, IGU Publ., 50-51. (In Russ.)
- Kulinich R.G., Obzhairov A.I. (1985) On the structure and current activity of the junction zone of the Sunda shelf and the South China Sea basin. *Tikhookean. Geol.*, (4), 102-106. (In Russ.)
- Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V. (2006) Mountain growth and climatic variations in the Earth's history. *Rus. Geol. Geophys.*, **47**(1), 4-20 (translated from *Geol. Geofiz.*, **47**(1), 3-25).
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. (1978) Model of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range Province. *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera. Geol. Soc. Amer. Mem.*, **152**, 209-250.
- Lavrikov S.V., Revuzhenko A.F. (2019) Modeling the process of accumulation and release of energy in the geoenvironment under the action of tidal forces. *Trigger effects in geosystems*. Moscow, IDG RAN, 111-112. (In Russ.)
- Leonov M.G. (2008) Tectonics of the consolidated crust.

- Moscow, Nauka Publ., 458 p. (In Russ.)
- Leonov M.G. (2019) Centripetal convergence of plate flows and its reflection in the geodynamic evolution of the Earth's lithosphere (review of the problem). *Litasfera*, **51**(2), 158-164. (In Russ.)
- Leonov M.G. (2022) Morphostructure of intracontinental sedimentary basins and fractal geometry. *Dinam. Protsesty v Geosferakh*, **11**(1), 1-23. (In Russ.) <http://doi.org/10.26006/22228535>
- Leonov M.G. (2024) Structural-tectonic divisibility of the earth's crust and its reflection in the areas of diffuse rifting. *Dinam. Protsesty v Geosferakh*, **16**(3), 74-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.26006/29490995>
- Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2018) Granites. Postmagmatic tectonics and hydrocarbon potential. *Tr. GIN RAN*, vyp. 619, 332 p. (In Russ.)
- Leonov M.G., Morozov Yu.A., Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Bakeev R.A., Lavrushina E.V., Stefanov Yu.P. (2020) Tectonic Evolution of the Basement–Sedimentary Cover System and Morphostructural Differentiation of Sedimentary Basins. *Geotectonics*, **54**(2), 147-172 (translated from *Geotektonika*, **54**(2), 3-31). <https://doi.org/10.1134/S0016852120020089>
- Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Lunina O.V., Mazukabzov A.M., Nikitin A.V. (2025a) Mesozoic-Cenozoic intramontane basins of the Tien Shan and Western Transbaikalia: comparative characteristics and correlation of events. Article 1. Formulation of the question. Intramontane basins of the Gissar-Alai and Central Tien Shan. *Geodynamics & Tectonophysics*, **16**(3), 0826. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-3-0826>
- Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Lunina O.V., Mazukabzov A.M., Nikitin A.V. (2025b) Mesozoic-Cenozoic intramontane basins of Tien Shan and Western Transbaikalia: comparative characteristics and correlation of events. Article 2. Intramontane basins of Western Transbaikalia. Analysis and generalization of the material. *Geodynamics & Tectonophysics*, **16**(4), 0833. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-4-0833>
- Leonov Yu.G. (1972) Recent activation and Alpine orogenesis. *Geotektonika*, (2), 3-10. (In Russ.)
- Leonov Yu.G. (2001) Continental Rifting: Modern Views, Problems and Solutions. *Geotectonics*, **35**(2), 81-92 (translated from *Geotektonika*, **35**(2), 3-16).
- Lobkovsky L.I., Nikishin A.M., Khain V.E. (2004) Modern problems of geotectonics and geomechanics. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 616 p. (In Russ.)
- Logachev N.A., Plotnikov V.P., Skoblo V.M. (1968) On the discussion of the structure of the Upper Mesozoic basins of western Transbaikalia. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (12), 113-116. (In Russ.)
- Lukk A.A., Leonova V.G. (2022) Sondaland – a non-deformable block of the lithosphere of Southeast Asia. *Geofizicheskie Protsesty i Biosfera*, **21**(1), 5-32. (In Russ.) <https://doi.org/10.21455/GPB2022>
- Lukyanov A.V. (1965) Structural manifestations of horizontal movements of the Earth's crust. Moscow, Nauka Publ., 212 p. (In Russ.)
- Lukyanov A.V. (1991) Plastic deformations and tectonic flow in the lithosphere. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Makarov V.I., Trifonov V.G., Shchukin Yu.K., Kuchai V.K., Kulanin V.K. (1982) Tectonic layering of the lithosphere of the newest mobile belts. *Tr. GIN AN SSSR*, vyp. 359, 116 p. (In Russ.)
- Mart Y., Dauteuil O.M. (2000) Analogue experiments of propagation of oblique rifts. *Tectonophysics*, **316**, 121-132.
- Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. (2004) Anisotropy of intraplate deformations of the Atlantic Ocean. *Modern problems of geology*. Moscow, Nauka Publ., 223-250. (In Russ.)
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. and University of West. Austral.*, **22**, 237-245.
- Metelkin D.V. (2012) Evolution of Central Asian structures and the role of shear tectonics based on paleomagnetic data. Novosibirsk, INGG SO RAN, 460 p. (In Russ.)
- Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu Sh.Y., Reigber C., Becker M., Reinhart E., Simons W., Ambrosius B., Vigny C., Chamot-Rooke N., Pichon X., Morgan P., Matheussen S. (2001) Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**(3-4), 239-244. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00298-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00298-9)
- Milanovsky E.E. (1976) Rift zones of the continents. Moscow, Nedra Publ., 280 p. (In Russ.)
- Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart formation mechanism of Cenozoic basins in the Tien Shan and their transpressional evolution: structural and experimental evidence. *Geotectonics*, **48**(1), 24-53 (translated from *Geotektonika*, (1), 29-61). <https://doi.org/10.1134/S0016852114010051>
- Nikishin A.M. (2002) Tectonic settings. Intraplate and marginal plate processes. Moscow, MGU, 366 p. (In Russ.)
- Nolan T.B. (1943) The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **197**(D), 141-196.
- Pospelov G.L. (1972) Dispergites and autodispersion as an important problem of the physics of litho-, petro- and tectogenesis. *Geol. Geofiz.*, (12), 53-73. (In Russ.)
- Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Morozov Yu.A., Lavrushina E.V., Leonov M.G., Bataleva E.A. (2022) Geological and geophysical transect of the Middle Tien Shan through the Naryn and Atbashi depressions. *Geodynamics & Tectonophysics*, **13**(1), 1-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0568>
- Romanyuk T.V. (2008) Reflection of Cenozoic Geodynamic Evolution in the Modern Structure of the Crust and Upper Mantle of the Western USA. *Vestn. KRAUNTS. Nauki o Zemle*, **11**(1), 134-146. (In Russ.)
- Sadovsky M.A. (1979) On the natural lumpiness of rocks. *Dokl. AN SSSR*, **247**(4), 829-830. (In Russ.)
- Sadovsky M.A., Kocharyan G.G., Rodionov V.N. (1988) On the mechanics of a block rock massif. *Dokl. AN SSSR*, **302**(2), 306-307. (In Russ.)
- Sedimentary basins: study methods, structure and evolution. (2004) (Ed. by Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh). Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 526 p. (In Russ.)
- Sharp R.P. (1939) Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **50**, 881-920.
- Shengior A.M.S., Natalin B.A. (2009) Rifts of the world. Moscow, Geokart Publ.; GEOS Publ., 188 p. (In Russ.)
- Sherman S.I. (2012) Destruction of the lithosphere: fault-block divisibility and its tectonic patterns. *Geodynamics & Tectonophysics*, **3**(4), 315-344.
- Shevchenko V.I., Lukk A.A., Guseva T.V. (1996) Geology,

- geodesy, seismicity of the Great Basin (Basin and Range Province, USA). *Fizika Zemli*, (9), 3-27.
- Simons W.J.F., Socquet A., Vigny C., Ambrosius B.A.C., Haji Abu S., Promthong C., Subarya C., Sarsito D.A., Matheussen S., Morgan P., Spackman W. (2007) A decade of GPS in Southeast Asia: resolving Sundaland motion and boundaries. *J. Geophys. Res.*, **112**(B06420). <https://doi.org/10.1029/2005JB003868>
- Sklyarov E.V., Mazukabzov A.I., Melnikov A.I. (1997) Complexes of metamorphic cores of the Cordilleran type. Novosibirsk, SO RAN, 182 p. (In Russ.)
- Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., Rebetsky Yu.L., Kontorovich V.A. (2014) Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in a strike-slip displacement in the basement. *Phys. Mesomechanics*, **17**(3), 204-215.
- Structure and dynamics of the Belomorsky lithosphere. (2022) (Ed. by N.V. Sharov). Petrozavodsk, KarNTs RAN, 239 p. (In Russ.)
- Terekhov E.N. (2007) The Lapland-Belomorsky mobile belt as an example of the root zone of the Paleoproterozoic rift system. *Lithosphere (Russia)*, (6), 15-39. (In Russ.)
- Thatcher W., Foulger C.R., Julian B.R., Svarc J., Quilty E., Bawden G.W. (1999) Present-Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States. *Science*, **283**(12), 1714-1718.
- Thompson J.A. (1970) The rift system of the Western USA. *The Earth's rift system*. Moscow, Mir Publ., 172-180. (In Russ.)
- Trifonov V.G., Artyushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A. (2008) Pliocene-Quaternary orogeny in the Central Tien Shan. *Rus. Geol. Geophys.*, **49**(2), 98-112 (translated from *Geol. Geofiz.*, **49**(2), 128-145).
- Tsekhovskiy Yu.G., Leonov M.G., Nikitin A.V., Badamgarav Zh., Simanovich I.M., Shcherbakova T.F., Przhiglovskiy E.S. (2009) Pseudosecondary clastic rocks of the Dzuramtai massif (Southern Mongolia). *Lithol. Miner. Res.*, **44**(3), 284-297 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, **44**(3), 312-328). <https://doi.org/10.1134/S0024490209030079>
- Tveretinova T.Yu. (2017) Geodynamic conditions of rifting on the Earth's surface: problems of study. *Geodynamics & Tectonophysics*, **8**(1), 203-215. (In Russ.)
- Ufimtsev G.F. (2002) Morphotectonics of Eurasia. Irkutsk, IGU, 494 p. (In Russ.)
- Ufimtsev G.F., Korzhnikov A.M., Mamyrov E.M. (2009) Essays on the relief and morphotectonics of the Tien Shan. Novosibirsk, GEO Publ., 130 p.
- Van Reenen D.D., Barton J.M., Roering C., Smith C.A., Van Schalkwyk J.F. (1987) Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa. *Geology*, **15**(1), 11-14.
- Wernicke B.P. (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**(5817), 645-648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>
- Wright L.A., Troxel B.W. (1976) Basin and Range Province Structure as a result of shallow faults (Southwestern Great Basin). *Gravity and Tectonics*. Moscow, Mir Publ., 390-440. (In Russ.)
- Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G. (2000) Late Mesozoic and Cenozoic Magmatism and Geodynamics of Western Transbaikalia. *Geotectonics*, **34**(2), 121-140 (translated from *Geotektonika*, **34**(2), 43-64).
- Zeng Y. (2022) GPS Velocity Field of the Western United States for the 2023 National Seismic Hazard Model Update. *Seismol. Res. Lett.*, **93**(6), 3121-3134. <https://doi.org/10.1785/0220220180>
- Zykov D.S., Kolodyazhny S.Yu., Baluev A.S. (2008) Signs of horizontal neotectonic mobility of the basement in the White Sea region. *Byul. MOIP. Otd. Geol.*, **83**(2), 15-25. (In Russ.)