

УДК 551.24+550.814

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ МЕТОДАМИ КОМПЬЮТЕРНОГО ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

© 2023 г. Г. Н. Иванченко¹ *, Ц. А. Тубанов²

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия

²Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: ivanchenko@idg.ras.ru

Статья посвящена исследованию неотектоники и современной сейсмической активности Западного Забайкалья. Регион расположен на юго-восточном фланге Байкальской рифтовой системы (БРС) и является западной границей Амурской плиты, представляя переходную область между влиянием Индо-Азиатской коллизии, определяющей деформации сжатия, и растяжением при рифтогенезе. Целью исследования является геодинамическое районирование Западного Забайкалья методом компьютерного линеamentного анализа (технология LESSA) цифровой модели рельефа (ЦМР). Такой анализ позволил выделить в пределах исследуемой площади три района с различным структурным рисунком: Усть-Селенгинский, Западный и Восточный, которые различаются геодинамической обстановкой, характером сейсмичности, историей развития рельефа, временем и стилем неотектонических деформаций на разных стадиях рифтогенеза. Границы районов маркируются протяженными морфолинеamentами, градиентными зонами плотности малых линеamentов и сгущений структурных линий, совпадающими с геологическими глубинными разломами и зонами локализации деформаций. Выделены наиболее активные фрагменты линеamentов и определена их возможная кинематика. Определена зона сгущения субмеридиональных морфолинеamentов и предполагаемого пластического течения, которая предопределила геодинамическую историю региона и возможное положение западной палеограницы Амурской плиты на раннем этапе рифтогенеза пассивного типа. Выявлена роль протяженных морфолинеamentов меридионального и ССЗ простирания на локализацию сильных землетрясений. Отмечено влияние Даурского мегасвода на распространение протяженных линеamentов ССЗ простирания.

Ключевые слова: морфолинеament, компьютерное дешифрирование, геодинамическое районирование, сейсмичность, морфоструктуры, рифтогенез.

Для цитирования: Иванченко Г.Н., Тубанов Ц.А. Геодинамическое районирование Западного Забайкалья методами компьютерного линеamentного анализа цифровой модели рельефа // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 3. С. 1–22. http://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_3_1

Введение

Территория Западного Забайкалья, примыкающая к впадине оз. Байкал с юго-востока, в геодинамическом отношении является периферией Байкальского сейсмического пояса, то есть, вовлечена в общий процесс кайнозойского рифтогенеза. Рельеф и сейсмический режим этого района обусловлены неотектоническими движениями, характерными для Забайкальской области умеренного горообразования и геодинамическими условиями развития Байкальского рифта. Из трех крупных геотектонических провинций, представленных Сибирской платформой, Байкальской рифтовой зоной (БРЗ) и Западно-Забайкальской частью Центрально-Азиатского пояса, последняя значительно уступает БРЗ по интенсивности тектонического и сейсмического процессов. Морфоструктуры, сеть линеamentов и особенности сейсмичности в Западном Забайкалье взаимосвязаны, вариативны и могут быть использованы для районирования территории по геодинамическому режиму.

Целью настоящего исследования является изучение соотношения Байкальского рифтогенеза с формированием рельефа, морфоструктуры, линейamentного рисунка и сейсмичностью Западного Забайкалья. Применяется метод компьютерного линейamentного анализа цифровой модели рельефа (ЦМР) для геодинамического районирования. Геодинамическая природа и история Байкальского рифтогенеза уже много лет является ведущей темой исследований иркутских геологов школы академика Н. А. Логачёва [Rasskazov et al., 2010], что подчёркивает научную актуальность проблемы.

В работе рассматривается район Бурятии в пределах от 52.6° с.ш. до 50.0° с.ш. с севера на юг и от 106.0° в.д. до 109.5° в.д. с запада на восток (рис. 1). Изучаемая территория является переходной областью от преобладающих в позднем кайнозое региональных деформаций сдвига и сжатия, активно развивающихся в северной Монголии [Радзиминович 2021; Sankov, Parfeevets, 2020], к деформациям растяжения в центральной части Байкальского рифта. Юго-западная часть БРЗ и Северная Монголия находятся под преимущественным влиянием сжатия со стороны Индо-Азиатской коллизии, в то время как северо-восточный фланг БРЗ более подвержен влиянию растяжения со стороны Тихоокеанских зон субдукции [Ружич и др., 2016]. Это соотношение могло меняться в ходе новейшей геологической истории региона.

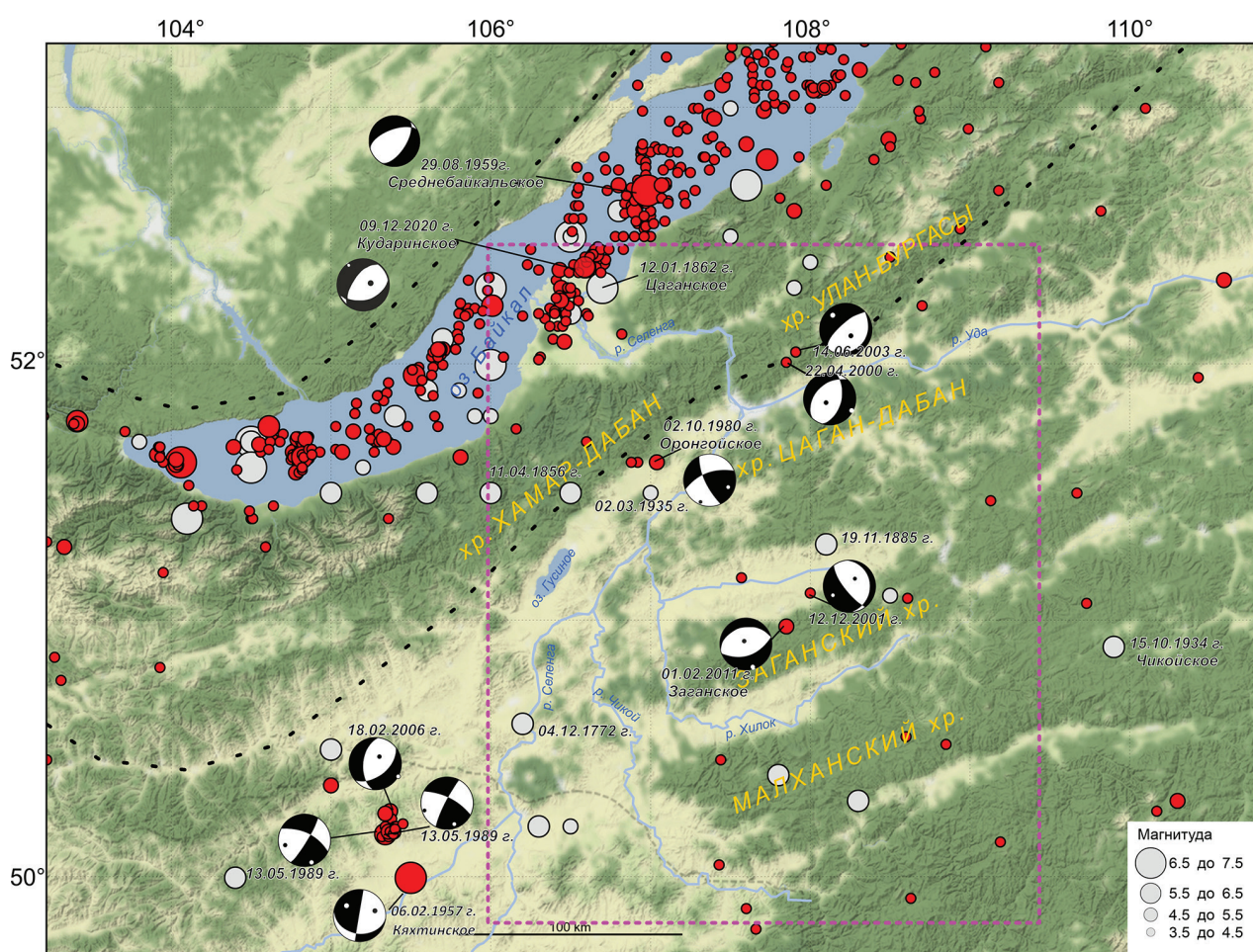


Рис. 1. Район исследований. Сиреневым пунктиром обозначена граница исследуемого района; черным пунктиром – условная граница БРЗ по [Зорин, 1971]; серым цветом обозначены – землетрясения с 1725 по 1950 гг. по [Новый каталог..., 1977], красным – землетрясения по данным инструментального каталога с 1951 по 2022 гг. Показаны диаграммы фокальных механизмов очагов в проекции нижней полусферы

Как считают многие авторы [Зоненшайн и др., 1978; Саньков и др., 2005; 2009; Ашурков и др., 2011] регион относится к Амурской плите и примыкает к её западной границе, положение которой устанавливается на основе интерпретации GPS измерений и параметров сейсмичности. Смещение Амурской плиты описано положением полюса вращения условно жёсткой плиты. Границы, кинематика

и деформации Амурской плиты анализируются в работах [Саньков и др., 2005; 2009; Ашурков и др., 2016; Calais et al., 2003; Apel et al., 2006], отмечается её сложная кайнозойская структурная история. Амурская плита и Сибирский кратон граничат по осевой части Байкальской рифтовой впадины, в то время как западная, субмеридиональная граница этой плиты (южнее оз. Байкал), не имеет четкой морфологической выраженности.

Происхождение Байкальской рифтовой зоны связывается с деформациями на границе Евразийской и Амурской литосферных плит, при этом развитие Байкальской рифтовой системы проходило в несколько этапов [Мац, 2015; Аржанникова, 2021]. Палеограницы Амурской плиты на ранних этапах развития БРЗ могут найти отражение в рельефе и его истории развития и быть выявлены методами компьютерного линеamentного анализа цифровой модели рельефа. Отражение в линеamentном рисунке, по крайней мере двух этапов формирования БРЗ, было показано методами компьютерного дешифрирования для Прибайкалья [Иванченко, Горбунова, 2021]. Поэтому попытка выделения палеограницы Амурской плиты, особенно в геолого-историческом аспекте, на основе компьютерного линеamentного анализа ЦМР имеет хорошие перспективы для геодинамического районирования, его сопоставления с морфоструктурными районами и понимания формирования рельефа Западного Забайкалья в кайнозое.

К наиболее сильным землетрясениям ($M = 6.6-7.5$) исторического и инструментального периодов наблюдений центральной части Прибайкалья и сопредельной территории Западного Забайкалья относятся землетрясения, локализующиеся в Байкальской впадине (рис. 1). При этом максимальными по магнитуде являются Цаганское (12.01.1862 г. в 07h19m, $M = 7.5$) и Среднебайкальское (29.08.1959 г., $M_{\text{ЛН}} = 6.8$) землетрясения, которые приурочены к району дельты р. Селенги. В частности, в г. Улан-Удэ именно эти два землетрясения проявились здесь с наибольшей интенсивностью (7 баллов) [Джурик и др., 2015]. На основе имеющихся исторических данных в Западном Забайкалье расположены эпицентры нескольких событий XIX века; магнитуда одного из них по современным оценкам достигала $M_{\text{ЛН}} = 6.2$ [Новый каталог..., 1977]. Недавние исследования представили новые данные о землетрясениях с эпицентрами в Западном Забайкалье, произошедших во второй половине XIX века: 9 октября 1864 г., $M = 5.1$ [Радзиминович, 2014] и 13 ноября 1898 г., $M = 5.9$ [Радзиминович, 2014, Radziminovich, 2014]. Результаты этих работ, в совокупности с известными палеосейсмогеологическими, историческими и инструментальными данными [Голенецкий и др., 1982; Чипизубов, 2016; Смекалин и др., 2019], подтверждают возможность возникновения сильных землетрясений в Западном Забайкалье, причины которых остаются до сих пор невыясненными, что приводит к недооценке сейсмического потенциала территории. Возможно, что геодинамическое районирование поможет в решении и этой проблемы.

Общие сведения

Исследуемый район включает юго-восточное обрамление озера Байкал, дельту р. Селенги, а также Западно-Забайкальскую среднегорную область. Регион полностью находится в бассейне р. Селенги, что обуславливает определенное единство истории развития рельефа.

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Байкальскую горную область (БГО), входящие в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), были созданы в основном в докембрии и палеозое [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. В истории эволюции региона выделяют байкальский (рифей), каледонский (венд-ордовик), раннегерцинский (силур-средний карбон), позднегерцинский (верхний карбон-пермь), киммерийский (триас-мел) и кайнозойский этапы.

Тектоническая эволюция региона в байкальский и каледонский этапы связана с историей развития Палеоазиатского океана, являющегося заливом Палеопацифики [Зоненшайн и др., 1990]. Согласно реконструкциям И. В. Гордиенко формирование складчатой структуры каледонид южного обрамления Сибирской платформы связано с заложением, развитием и закрытием Палеоазиатского океана [Гордиенко и др., 2010]. В геодинамическом смысле структура интерпретируется как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа ($V-S_1$).

В герцинский этап (средний – поздний палеозой) история геодинамической эволюции региона определялась развитием Монголо-Охотского океанического бассейна [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Становление позднепалеозойских комплексов происходило в условиях последовательно сменявшихся геодинамических обстановок континентальных окраин: пассивного ($S_2 - D_{1,3}$), активных: андийского ($D_{2,3} - C_{1,2}$) и калифорнийского ($C_2 - P$) типов. Пик магматической активности приходится на карбон-раннепермское время – формирование гранитов Ангаро-Витимского полигенного батолита ($C - P$ 280–330 Ма) [Ярмолук, Коваленко, 2003], занимающего значительную площадь на севере исследуемой территории.

Мезозойская (киммерийская) история геодинамического развития территории Забайкалья связана с надвиганием Сибирского континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна. В результате проявления этих процессов оказалась перекрыта спрединговая зона этого бассейна и на окраине континента вдоль Монголо-Охотского линеамента сформировались зоны «рассеянного» рифтогенеза и «распыленного» магматизма [Парфенов и др., 2003]. Завершение мезозойского этапа развития региона выражено максимальным проявлением магматических пород. Во второй половине юры и меловом периоде по окраинам Сибирской платформы образовались многочисленные рифтогенные впадины, выполненные грабеновыми грубообломочными, угленосными отложениями, иногда с вулканитами. Вулканизм мезозойского, как и последующего кайнозойского этапов, был связан с мантийными плюмами. Эти процессы особенно ярко проявились в кайнозое в связи с формированием Байкальской рифтовой системы и многочисленных ареалов трахибазальтового вулканизма [Malkin, Shemenda, 1991].

Позднемезозойская история геологического развития Забайкалья связана с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и, затем, его деструкцией. В процессе формирования менялись режимы сжатия и растяжения разной степени интенсивности. В юрское и меловое время с режимом растяжения связан вулканизм и формирование Забайкальских грабенов ЮЗ-СВ простирания [Пехтерев и др., 2012; Аржанникова, 2021].

С конца раннего мела для Забайкалья наступает период относительного тектонического покоя и пенепленезации, который длится, по крайней мере, до олигоцена, то есть до начала неотектонического этапа [Резанов, 1988]. Поскольку в данной работе анализируются линеаменты, выделяемые по рельефу, вся геологическая история до формирования пенеплена влияет на современный рельеф и неотектоническую историю формирования морфоструктур только в качестве прочностных неоднородностей субстрата. Это могут быть как устойчивость к денудации разновозрастных пород, выведенных на дневную поверхность, так и прочностные неоднородности литосферы при деформациях из-за мозаики, составляющих континентальную кору, террейнов. Прочностные свойства и границы террейнов влияют на рисунок протяжённых линеаментов, в то время как устойчивость пород к денудации больше отражается в мелких формах рельефа (малых линеаментах). Термические аномалии в верхней мантии влияют на формирование рельефа через изостазия и локализацию региональных пластических деформаций.

Формирование современного структурного плана Западного Забайкалья, в основном, приходится на поздний кайнозой (неоген-четвертичный период) и связано с Байкальским рифтогенезом и формированием Хэнтей-Даурского мегасвода. Скорости смещения по разломам Байкальского рифта на всем позднемиocen-четвертичном этапе развития в среднем на порядок выше, чем для впадин Забайкалья. В диссертации А. В. Аржанниковой [Аржанникова, 2021] проведена синхронизация структурно-геоморфологических, седиментологических и геохронологических материалов. В работе методами абсолютной геохронологии дано датирование этапов формирования морфоструктур, а также проведены оценки скоростей тектонических смещений и эрозионных процессов.

На позднемиocen-четвертичном этапе сформировались основные черты современного рельефа. Морфоструктурный план на большей части исследуемой территории определяется чередованием линейно вытянутых в ВСВ-ЗЮЗ направлении хребтов и разделяющих их долин и впадин, включающие реактивированные в $N-Q$ время фрагменты мезозойских рифтогенных межгорных впадин. Особенности

рельефа определяются комбинацией древних мезозойских структур и неотектоническими сводово-блоковыми и блоковыми структурами. Неотектонические структуры фрагментарно возродили мезозойский структурный план региона, способствуя его проявлению в современном рельефе. Соотношение возрождённых и новообразованных структур различно в разных частях исследуемой площади.

Для региона характерно наличие глубинных разломов, заложение и реактивация которых связаны с этапами активных тектонических деформаций. При этом для каждого такого этапа характерна фрагментарная реактивация предшествующих разломов, нередко с изменением их кинематики [Пехтерев и др., 2012].

Главной речной артерией района является р. Селенга, меняющая направление течения в пределах района исследований с ССВ-ЮЮЗ на почти субширотное в самом нижнем течении. При этом antecedentные участки долины имеют меридиональную ориентировку. Наиболее крупные ее притоки – субмеридионально ориентированные долины рек Чикой и Хилок в среднем и нижнем течении; в среднем и верхнем течении они ориентированы в ЮЗ-СВ направлении, Джиды, Темник ориентированы субширотно, Тугнуй и Уда ориентированы в ЗЮЗ-ВССВ направлении. С рубежа эоплейстоцена и неоплейстоцена в долинах перечисленных рек, а также Гусиноозёрской, Джидинской и Удинской впадинах наблюдаются несколько ингрессий, связанных с тектоническим подпором стока оз. Байкал и представленных озёрно-аллювиальными отложениями высоких террасо-увалов [Коломиец и др., 2021].

Западно-Забайкальская среднегорная страна представляет собой чередование относительно невысоких хребтов со сглаженными водоразделами и межгорных впадин, ориентированных в северо-восточном или близширотном направлениях. Здесь расположены Хамбинский (1400 м), Моностойский (1138 м), Боргойский (1045 м), Худанский (1217 м), Курбинский (1229 м), Цаган-Дабанский (1426 м), Заганский (1348 м), Малханский (1564 м) хребты. Последние два хребта являются северо-западными отрогами Даурского мегасвода. Наиболее крупными межгорными впадинами являются Боргойская, Гусиноозёрская, Иволгинская и Удинская, отделённые друг от друга низкогорными холмистыми перемычками, а также Хилок-Чикойская и Тугнуйская впадины. Вдоль впадины оз. Байкал с юго-запада на северо-восток простираются хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Морской, в пределах исследуемой площади, имеющие высоты соответственно 1606, 1672, 1459 м (рис. 1).

В настоящее время заметные сейсмические события в Западном Забайкалье, характеризующиеся умеренной сейсмической активностью по сравнению с Байкальской рифтовой системой, возникают достаточно редко. В пределах территории наших исследований выделяется Южно-Байкальский условный сейсмический район, характеризующийся высокой сейсмической активностью и менее сейсмичный район Забайкалья [Мельникова и др., 2003]. Эпицентры редких преимущественно слабых землетрясений, энергетический уровень которых не превышает $M \leq 3$, рассредоточены на огромной территории Забайкалья. Тем не менее, в рассматриваемом регионе происходили относительно сильные землетрясения (рис. 1). Самым значительным ($M = 5.6$) сейсмическим событием было землетрясение 15.10.1934 г. в 08h17m [Новый каталог..., 1977] вблизи Чикойского глубинного разлома. В качестве сравнительно недавних примеров можно привести Оронгойское землетрясение (2 октября 1980 г., $M_s = 5.1$) [Голенецкий, 1982] и Заганское землетрясение (1 февраля 2011 г., $M_b = 4.7$).

По данным работ [Мельникова и др., 2011; 2015], очаги землетрясений в Забайкалье формируются в отличном от Байкальской рифтовой зоны сеймотектоническом деформационном режиме. Территорию БРЗ можно охарактеризовать близгоризонтальными осями растяжения, перпендикулярными простирацию поверхностных структур и близвертикальными осями сжатия. Механизм сильнейшего землетрясения района – Среднебайкальского (29.08.1959 г., $M_{LN} = 6.8$) – является характерным примером. Очаг характеризовался сбросовыми смещениями по плоскостям СВ-ЮЗ ориентации [Солоненко и др., 1993]. Такой же типичный «байкальский» тип механизмов имеет Кударинское землетрясение (09.12.2020 г., $M_w = 5.5$) [Тубанов и др., 2021] (рис. 1). На границе БРЗ, в районе хребта Улан-Бургасы, могут соседствовать как «байкальский» тип механизма землетрясения 22.04.2000 г., так и очаг землетрясения 14.06.2003 г., с взбросовым смещением по плоскостям СВ ориентации [Мельникова и

др., 2009]. В области Западного Забайкалья, сопредельной с БРЗ, меняется режим сеймотектонического деформирования земной коры: с доминирующего СЗ растяжения на субширотное горизонтальное сжатие [Тубанов, Санжиева, 2017]. Особенно показателен в этом смысле сдвиговый механизм (с небольшой компонентой сжатия) наиболее сильного толчка (Оронгойское землетрясение, $M_s = 5.1$), произошедшего вблизи Улан-Удэ. Эпицентральная область землетрясения была расположена в пределах блока земной коры, ограниченным с запада – Гильберинским разломом, с юга – Селенгино-Куйтунской зоной дробления и с севера – Иволгинским отрезком Джидино-Витимского глубинного шва. Аналогичный механизм имеют Кяхтинские землетрясения (06.02.1957 г., $M = 6.4$; 13.05.1989 г., $M = 5.8$ и $M = 5$), которые произошли под действием субгоризонтальных осей сжатия и растяжения со сдвиговым смещением [Голенецкий и др., 1993; Смекалин и др., 2019]. В центральной части исследуемого района (рис. 1), в пределах Заганского хребта, механизм очага землетрясения 12.12.2001 г. характеризуют сдвиго-сбросовые и сбросовые подвижки по меридиональной и северо-западной плоскостям разрывов [Мельникова и др., 2007]. Рядом соседствует Заганское землетрясение (01.02.2011 г., $M_w = 4.7$), которое было сбросовой подвижкой с близгоризонтальной субширотной ориентацией простирающихся плоскостей [Мельникова и др., 2015].

По данным гравиметрии, глубинного сейсмического зондирования, метода приемной функции глубинное строение региона является крайне неоднородным [Крылов и др., 1981; Суворов и др., 1999; Соловьев и др., 2017; Suvorov et al., 2002]. Границы БРЗ в подавляющей своей части являются секущими по отношению к докайнозойским структурам и только северо-западный борт оз. Байкал соответствует юго-восточному краю Сибирской платформы [Suvorov et al., 2002].

Результаты приведённых выше исследований, в совокупности с известными историческими и инструментальными данными, подтверждают возможность возникновения сильных землетрясений в Западном Забайкалье, разнообразие сейсмических режимов, сложность глубинного строения и актуальность геодинамического районирования.

Методика

В работе проведен анализ развития рельефа и морфоструктур Западного Забайкалья в кайнозое и геодинамическое районирование этой территории с помощью компьютерного дешифрирования. В качестве основы использовалась цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM 04_115 с горизонтальным разрешением 90 м [Jarvis et al., 2008], что позволило выделить линеаменты с длиной от 700 м. ЦМР эффективна для линеаментного анализа территорий с контрастным рельефом, что отвечает условиям изучаемого региона. ЦМР отличает единство природы анализируемого изображения (только гипсометрия) и, практически, полное отсутствие техногенных объектов, что представляет преимущество по сравнению с космоснимками. Особенностью использования ЦМР при линеаментном анализе является участие в статистике только рельефообразующих структурных элементов.

Линеаментный анализ проводился методами интерактивного компьютерного дешифрирования на базе технологии LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis). Пакет программ LESSA (автор А. Златопольский, свидетельство о регистрации программ № 2018616466) сочетает формальный анализ изображения с экспертной оценкой дешифровщика, путём оптимального выбора интерактивных параметров для исследования поставленной геологической задачи [Иванченко, Горбунова, 2015]. LESSA выделяет на полутоновом растре короткие ориентированные линейные элементы (штрихи) и формирует из них протяжённые (в масштабе исследуемого изображения) линеаменты. В данной работе анализировались линеаменты, начиная от 0.4 линейного размера матрицы. Если необходимо учитывать линеаменты меньшей длины, лучше использовать ЦМР с более высоким разрешением и с меньшей генерализацией реального рельефа. В нашем случае выделяются прямолинейные участки длиной от 30 км на местности. Анализируется пространственное распределение малых линеаментов, их угловая и плотностные статистические характеристики. Технология позволяет получать плотности малых линеаментов по восьми секторам направлений, строить 8-ми лучевые розы-диаграммы

распределения штрихов и вычислять различные коэффициенты угловой статистики в скользящем окне выбранного размера [Златопольский, 2008]. Среди параметров угловой статистики наиболее часто используются для решения геологических задач векторные поля удлинённости роз-диаграмм [Иванченко, Горбунова, 2021].

Для построения протяжённых линеamentов выбираются три интерактивных параметра. Это длина, после которой линеamentы считаются протяженными, ширина коридора (полосы), внутри которой учитываются штрихи, составляющие линеament и «порог выраженности». «Порог выраженности» показывает плотность заполнения полосы, выбранной ширины и длины, штрихами близкого простираения. Числовые значения порогов зависят от конкретного изображения, будучи лишь индикативным параметром, обеспечивающим сравнение линеamentов между собой и повторяемость результатов. Чем порог выше, тем более визуально заметные линеamentы выделяются программой LESSA. По сравнению с линеamentами, выделяемыми при ручном дешифрировании, штрихи гораздо короче (единицы – десятки пикселей), а их количество на 2–3 порядка больше. Штрихи объединяются в прямые линии с помощью преобразований Hough [Zlatopolsky, 1997].

Все малые линеamentы (их более 100 тысяч в используемой нами матрице ЦМР) входят в угловую статистику и учитываются при построении розы-диаграммы малых линеamentов (штрихов), которая строится по 8 секторам направлений, где угловой размер сектора 22.5 градуса. Розы-диаграммы протяжённых линеamentов могут быть построены с угловой точностью до 1 градуса. Нами используется точность 5 градусов.

Информацию о пространственном распределении штрихов по 8 секторам направлений можно визуализировать в виде роз-диаграмм. Наиболее важными характеристиками в угловой статистике является приведенная результирующая длина R [Мардиа, 1978]. Векторный показатель определяется для роз-диаграмм в скользящем окне только для участков, где его направление (средний угол) статистически достоверен. Эта величина наиболее устойчива к изменениям параметров обработки. Скалярное значение R изменяется от 0 – для строго изометричных роз-диаграмм, до 1 – для однолучевых роз. При помощи этих характеристик определяется вытянутость и её направление для роз-диаграмм, что позволяет строить в программе LESSA «линии вытянутости» или «структурные линии», получаемые соединением векторов R для соседних достоверно удлинённых роз-диаграмм. Математически – это линии тока векторного поля (характеристика устойчива к шумам); при структурно-геологических интерпретациях служит для выявления областей концентрации деформаций и зон пластических течений. Это позволяет видеть области с преимущественным развитием малых линеamentов определенного направления, выделять участки с изометрическим рисунком роз в скользящих окнах, обычно интерпретируемых как менее деформированные. В программный пакет LESSA включена статистика плотностей по 8 секторам ориентировок отдельно и в любом совместном сочетании. При дешифрировании днищ широких долин и впадин или дельтовых равнин выделяется немного малых линеamentов, что приводит к аномально низкой плотности линеamentов. Это следует учитывать при интерпретации результатов.

Линеamentы, выделяемые на ЦМР, или морфолинеamentы, обладают определенной спецификой. В большинстве случаев они соответствуют разломам и областям сгущения трещиноватости. Очевидно, что морфолинеamentы могут состоять из элементов рельефа различного возраста: от молодых, голоценовых, промоин и уступов до участков долин с неогеновым аллювием. Поэтому морфолинеamentы, выделяемые по плотности малых разнородных линейных неровностей рельефа в узкой расчётной полосе и близкого к ней простираения, не обязательно по всей своей длине соответствуют геологическим разломам или их фрагментам. Это могут быть просто зоны более активного рельефообразования вдоль полос концентрации мелких трещин, сопровождающих зоны локализации пластических деформаций.

Поскольку LESSA не пользуется ни целеполаганием, ни базой данных по структурной или региональной геологии, выделение линеamentов по ЦМР, в отличие от визуального анализа, носит

объективный характер, обладает повторяемостью результатов, но не учитывает генезис разнородных и разновозрастных линейных неоднородностей рельефа. Таким образом, линеаментный анализ ЦМР отражает осредненную историю развития рельефа и в этом качестве может быть использован для геоморфологического и морфоструктурного районирования, что и является одной из целей данной работы.

Подробно методика изложена на сайте <http://www.lineament.ru/>, одна из версий программы доступна на сайте <http://sci-vega.ru/>, мы использовали коммерческую версию технологии LESSA.

Полученные результаты

Геодинамическое районирование территории проводится на основе выделения протяжённых линеаментов на нескольких порогах выраженности, рисунка структурных линий (линий вытянутости) и анализа общей плотности малых морфолинеаментов. На основании данных характеристик, а также исследовании рельефа и линеаментного рисунка нами определяются три района: Усть-Селенгинский – (1), Западный – (2) и Восточный – (3) (рис. 2). Усть-Селенгинский район (1) выделяется на севере исследуемой территории, он ограничен береговой зоной оз. Байкал, на юге его граница проходит по северо-западному борту Гусино-Удинской системы впадин. Район (1) при продолжении на север границы районов (2) и (3) делится на западную (Хамар-Дабанскую) и восточную (включающую хребты Улан-Бургасы и Морской) подобласти, разделенные меридиональной зоной сближенных линий тока. Антицедентный меридиональный участок долины р. Селенги – пример линейной морфоструктуры, разделяющей хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы.

Линии тока (рис. 2а) располагаются вдоль линеаментной зоны, определяя возможную область её динамического влияния. В рельефе зона, разделяющая (2) и (3) районы, маркирует меридиональный участок долины р. Хилок до её поворота на восток, южнее – проходит по правому борту меридионального участка долины р. Чикой (рис. 2б). Геологически – это активный в плиоцене разлом, выделенный рядом авторов [Лунина, 2009; 2016], и фиксируемый при детальном полевых исследованиях. Для Западного

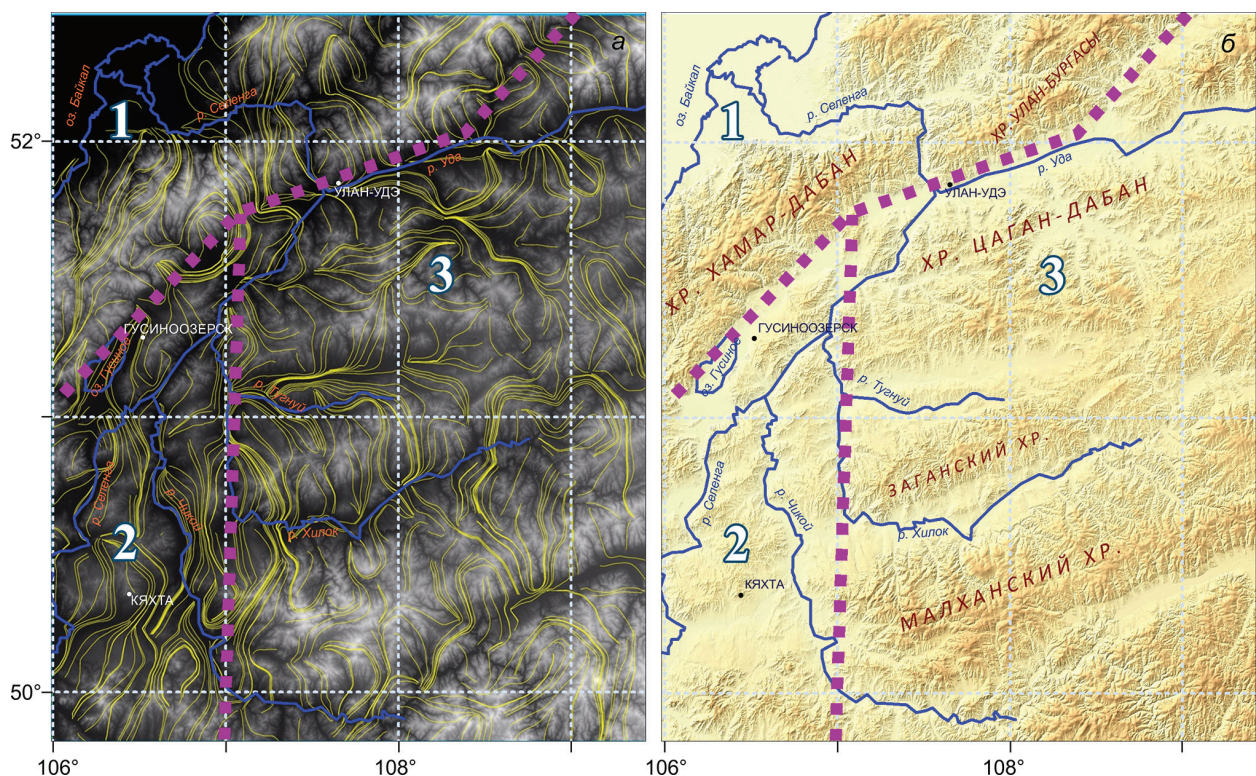


Рис 2. а – районирование ЦМР по рисунку структурных линий; б – эти же районы на фоне подсвеченной ЦМР. Фиолетовые пунктирные линии – границы геодинамических районов

района (2) характерен линейный структурный рисунок, линии вытянутости роз-диаграмм малых линеamentов ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении (рис. 3). Восточный район (3), расположенный к востоку от р. Хилок, характеризуется зонно-блоковым строением. Линии тока замыкаются в изометричные замкнутые фигуры в пределах хребтов. Межблоковые границы трассируются по долинам рек различных порядков (реки, ручьи, промоины) в виде вытянутых субпараллельных линий. Граница Западного (2) и Восточного (3) районов выражается сгущением линий вытянутости роз-диаграмм малых линеamentов и проходит вдоль хорошо выраженной линеamentной субмеридиональной зоны (рис. 3). В южной части района субмеридиональная зона состоит из трех сближенных линеamentов. На участке западного замыкания Малханского и Заганского хребтов отмечается также параллельная сопутствующая зона к востоку от главного линеamenta. На север этот линеament трассируется до устья р. Тугнуй как сдвоенный, и далее на север, вплоть до оз. Байкал, представлен одиночным линеamentом (рис. 3а). Проследить его в пределах оз. Байкал не позволяют возможности метода.

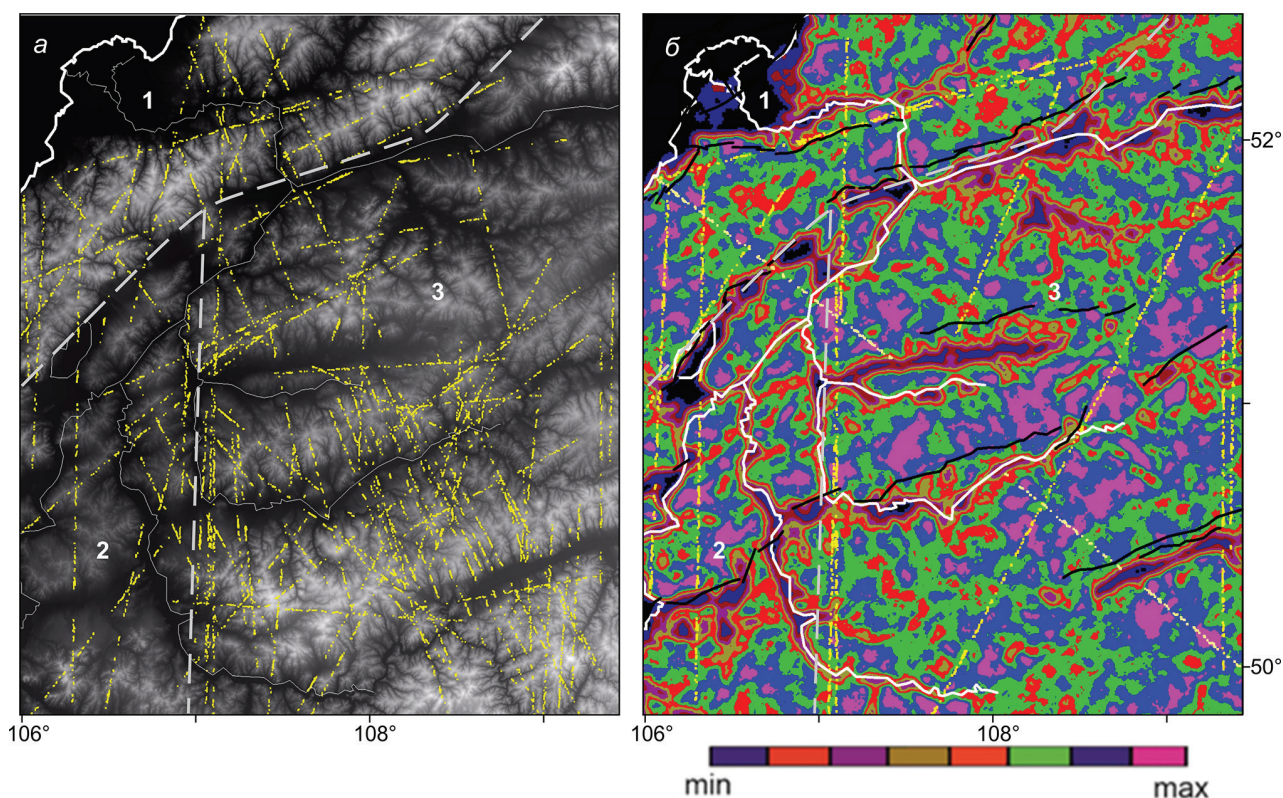


Рис. 3. а – протяжённые морфолинеamentы всех направлений на пороге выраженности >110 (желтые пунктирные линии); б – общая плотность малых линеamentов и тектонически предопределённые морфолинеamentы с высоким порогом выраженности. Голубые пунктирные линии – границы геодинамических районов

Максимальные значения плотности малых линеamentов (штрихов) приурочены на ЦМР к наиболее контрастным зонам денудационного расчленения, характерным для высоких хребтов (Хамар-Дабанский, Малханский, Заганский, Цаган-Дабанский, Улан-Бургасы, Боргойский), то есть, к районам, отличающимся высокой энергией рельефа. Соответственно, районы с малыми перепадами высот характеризуются низкими плотностями морфолинеamentов и обычно соответствуют выравненным территориям межгорных впадин (Гусино-Удинская) и днищ широких долин рек Итанцы, Селенги, Тугнуя, Хилка, Чикоя, Темника, Джиды. Минимальные значения соответствуют участкам широкого развития четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений, которые приурочены к реактивированным фрагментам мезозойских впадин и широким аккумулятивным участкам долин.

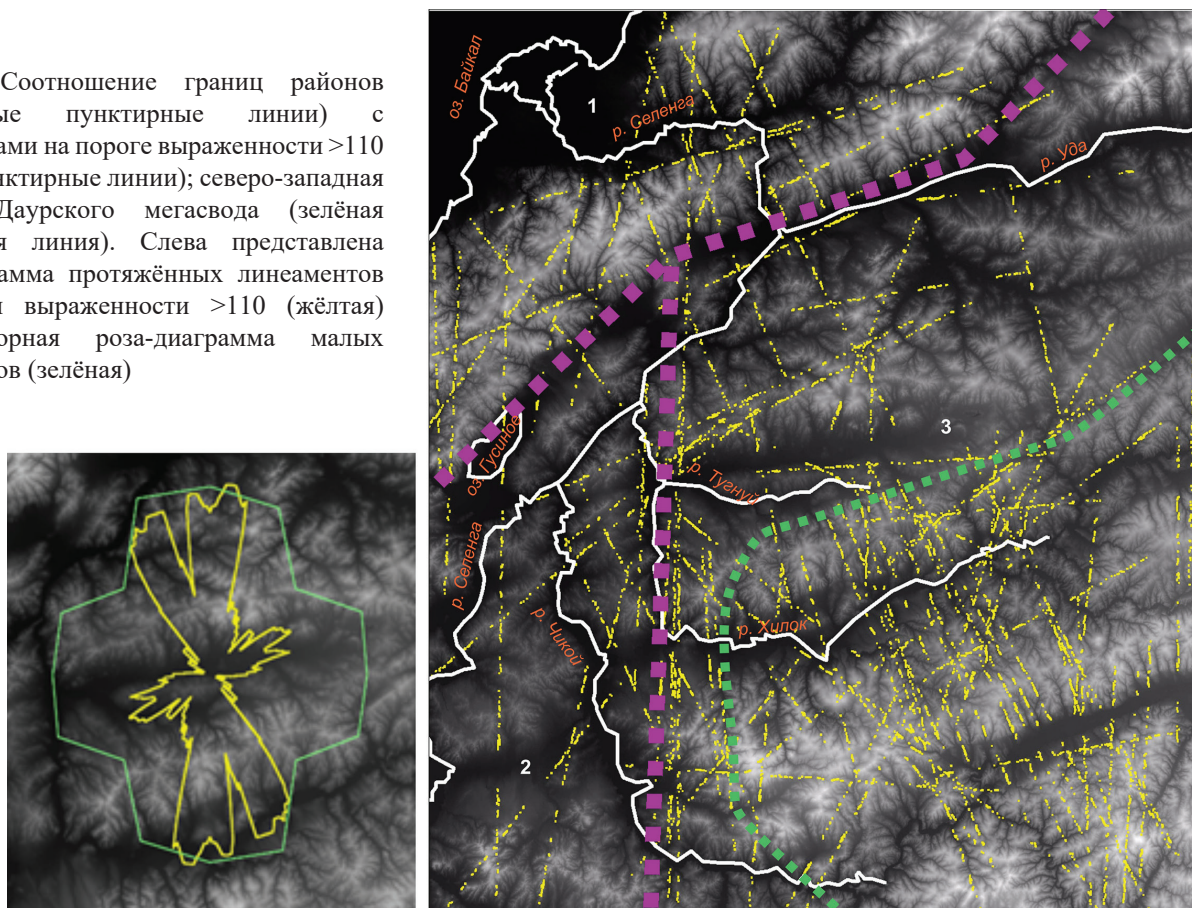
Рисунок аномалий плотности малых морфолинеаментов, особенно их вытянутость и форма вместе с высокоградиентными зонами, отражают общие структурные закономерности современного рельефа (рис. 3б).

Вдоль меридионального морфолинеамента, разделяющего Западный (2) и Восточный (3) районы, отмечаются изменения рисунка и интенсивность плотностных аномалий, наблюдается их вытянутость, изгибы и выклинивания вдоль границы геоморфологических районов (2) и (3). Вдоль границы изменяется простирание линейных форм рельефа. Субширотный участок долины нижнего течения р. Селенги изгибается, принимая форму выпуклой к северу дуги. Простирание таких структур как Гусино-Удинская система впадин в месте пересечения с этой линеamentной зоной меняется, образуя излом. Рисунок линий вытянутости роз-диаграмм (рис. 2а) к западу от этого регионального морфолинеамента становится упорядоченной системой слегка волнистых субмеридиональных линий. Это позволяет предполагать в районе (2) широкую меридиональную полосу горизонтальных пластических деформаций (течения) в кайнозойское время, сопровождаемую активацией субмеридиональных нарушений различного ранга.

Вдоль субмеридионального участка долины р. Хилок отмечается вытянутость аномалий низких и минимальных значений плотности. При повороте же долины р. Хилок на восток, вверх по течению, простирание и форма аномалий значительно изменяются на фоне окружающих более низких значений плотности. При изменении простирания долины р. Чикой на границе районов, размер аномалий минимальной плотности уменьшается, образуя полосу изолированных минимумов. В целом, пространственное распределение плотности малых морфолинеаментов хорошо согласуется с морфоструктурным планом и расчленённостью современного рельефа, при этом высокоградиентные зоны изменения плотности приурочены к границам впадин.

При анализе рисунка протяженных линеаментов (рис. 3а, рис. 4) видно различие трех районов. Район (1), выделяемый в пределах Усть-Селенгинской впадины и сопредельных хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, характеризуется протяженными линеаментами ЮЗ-СВ простирания, согласно направлению

Рис. 4. Соотношение границ районов (фиолетовые пунктирные линии) с линеаментами на пороге выраженности >110 (жёлтые пунктирные линии); северо-западная граница Даурского мегасвода (зелёная пунктирная линия). Слева представлена роза-диаграмма протяжённых линеаментов с порогом выраженности >110 (жёлтая) и 8-секторная роза-диаграмма малых линеаментов (зелёная)



Байкальского рифта. В пределах Хамар-Дабана также прослеживаются субмеридиональные линеamentы, протягивающиеся из Западного района (2). В Усть-Селенгинском районе помимо этого отмечаются линеamentы ССЗ-ЮЮВ простирания, видимо, связанные с более древним структурным планом. Западный район (2) отличается большим количеством меридиональных линеamentов, кроме этого второстепенное значение имеют линеamentы ЮЗ-СВ Байкальского простирания и унаследованные ЮВ-СЗ линеamentы. Восточный район (3) имеет решетчатый рисунок, состоящий из пересекающихся протяженных линеamentов ССЗ-ЮЮВ и ЮЗ-СВ простираний. Такой структурный рисунок отвечает зонально-блоковому строению территории, частично унаследованному от мезозойского структурного плана. В юго-восточной части района дешифрируется серия субпараллельных линеamentов ССЗ-ЮЮВ простирания, которые относятся к северо-западной периферии воздымающегося кайнозойского Даурского мегасвода.

Граница Западного (2) и Восточного (3) районов хорошо выделяется меридиональной линеamentной зоной, параллельно которой при понижении порога выраженности прослеживается серия линеamentов меньшей протяженности (рис. 3а).

Из структурной геологии ясно, что наибольшей прямолинейностью на дневной поверхности обладают выходы крутопадающих нарушений, а это, в основном, сдвиги. Именно они будут преимущественно выявляться программой LESSA на высоких порогах выраженности. Для выделения протяженных листрических сбросов, взбросов и надвигов программа менее приспособлена, так как она разбивает такие структуры на отдельные небольшие прямолинейные элементы. Однако такие структуры могут быть выделены при анализе распределения плотностей ориентированных малых линеamentов (рис. 3б). На рисунке 3б Хамбинский, Иволгинский и Удинский разломы хорошо выражены в поле плотности малых линеamentов в виде зоны с резким градиентом плотности, дугообразно огибающим мезозойские впадины.

Сопоставление секторной розы-диаграммы штрихов с розой-диаграммой протяженных линеamentов на пороге выраженности >110 (рис. 4) позволяет говорить о возможной кинематике тектонических рельефообразующих нарушений. Так, хорошая представленность субширотных и восток-северо-восточных малых линеamentов в секторной розе-диаграмме сопровождается ограниченным присутствием протяженных морфолинеamentов этих направлений. Это связано с возможным преобладанием пологопадающих разрывов этого простирания с криволинейной проекцией на дневную поверхность, особенно в Восточном районе (3), где наиболее высока плотность штрихов этих секторов и многочисленны надвиги.

На розе-диаграмме распределения протяженных линеamentов на пороге >110 выделяется два доминирующих луча – меридионального и ССЗ-ЮЮВ направлений и один дополнительный-СВ-ЮЗ направления (рис. 4). Было установлено преобладающее развитие линеamentов субмеридионального простирания, особенно многочисленных в западной части территории района (2) и север-северо-западного простирания в районе (3). Наличие доминантных лучей розы-диаграммы линеamentов высокой выраженности требует интерпретации.

Природа меридиональных морфолинеamentов определяется, в основном, структурой, так как в условиях Забайкалья, где основу рельефа формирует серия субпараллельных хребтов ЗЮЗ-ВСВ простирания, в перпендикулярном направлении прямолинейные эрозионные формы рельефа могут быть связаны не только с разрывными нарушениями и трещиноватостью, но и определяться гидрологически, оптимальным направлением водного стока. При интерпретации линеamentов для выявления неотектонических нарушений особенно интересны морфолинеamentы, косо секущие современные хребты, или пересекающие несколько хребтов. Такие морфолинеamentы теснее связаны с тектоническими нарушениями. Поэтому необходимо предполагать активность нарушений субмеридионального направления, определяющих их преимущественное развитие в начальный период рельефообразования, в частности, влиявших на заложение долин рек Чикой, Хилок в нижнем течении и субмеридиональных antecedentных участков долины р. Селенги.

Второй значимый луч розы-диаграммы протяженных линеamentов имеет ССЗ-ЮЮВ направление. Это, вероятно, линеamentы, трассирующие более древние структуры, которые представлены в

районе (3). Развитие таких линеаментов часто не имеет на изучаемой территории сквозного характера и ограничивается вулcano-плутоническим мезозойским поясом. В геоморфологическом смысле эта граница близка к северному ограничению Даурского мегасвода, совпадающему с южным дизъюнктивным ограничением Тугнуйской впадины (рис. 4). Малханский и Заганский хребты, где линеаменты ССЗ простирания особенно широко представлены, являются отрогами Даурского мегасвода на его северо-западном замыкании.

Луч розы-диаграммы ЮЗ-СВ направления определяется байкальским простиранием активных разломов и зон трещиноватости, особенно характерных для района (1), но также присутствующих по всей территории. Его относительно слабая выраженность объясняется ограниченной площадью Усть-Селенгинского района в пределах исследуемой территории.

Отдельно рассмотрим два сближенных субмеридиональных морфолинеамента на западе района (1), пересекающих хребет Хамар-Дабан на участке между оз. Байкал и Гусиноозёрской впадиной (рис. 5а), на фоне плотности малых морфолинеаментов СВ простирания (рис. 5б).

Хорошо видна повышенная плотностная аномалия штрихов между этими линеаментами в пределах хребта, причём особенно чётко выражена восточная граница этой полосы. Учитывая, что максимальное влияние на развитие эрозионных форм рельефа имеют зоны раскрытой трещиноватости, особенно трещин отрыва, такая картина соответствует полосе правосдвиговых деформаций с СВ простиранием трещин отрыва системы Риделя. Вероятно, в этой полосе частично используются элементы Боргой-Большереченского разлома меридионального простирания с накопленным в дорифтовое время смещением по типу левого сдвига [Булгатов, 2015]. Меридиональная полоса, ограниченная

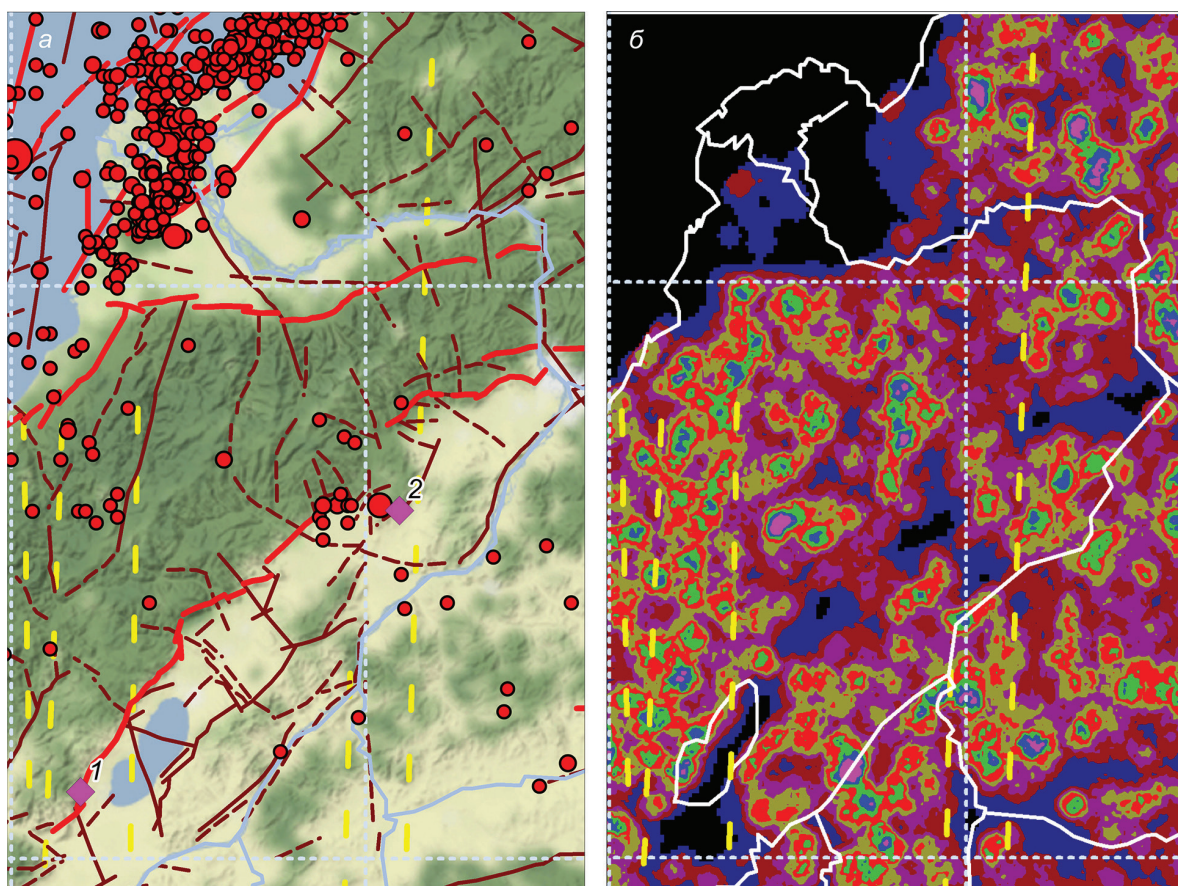


Рис. 5. Пересечение хребта Хамар-Дабан меридиональными морфолинеаментами (желтые пунктирные линии): а – на схеме активных разломов (бордовые линии) [Лунина, 2016] и сейсмичности (красные кружки), палеосейсмогенные структуры (фиолетовые ромбы): 1 – Гусиноозёрская, 2 – Оронгойская [Смекалин и др., 2019]; б – морфолинеаменты на фоне плотности штрихов северо-восточного направления

линеаментами, пересекает хребет Хамар-Дабан и уходит в акваторию оз. Байкал по сейсмической брешии в эпицентральной поле Южно-Байкальской впадины (рис. 5а). Эта зона имеет распределение плотности оперяющих малых линеamentов, характерное для активного правого сдвига. По данным работы [Лунина, 2016], где сопоставлены розы-диаграммы разломов с различной кинематикой, субмеридиональные дизъюнктивы представлены, в основном, правыми сдвигами и сбросо-сдвигами. Наша интерпретация кинематики меридиональных линеamentов, выделенных LESSA, с этим согласуется.

Хорошая выраженность в рельефе зоны сдвиговых деформаций при пересечении хребта Хамар-Дабан – еще одно свидетельство современной активности этих морфолинеamentов. В этой зоне выделяется повышенная сейсмичность, картируется серия коротких активных разломов субмеридионального и близких направлений [Лунина, 2016], и зафиксирована крупная Гусиноозёрская палеосейсмодислокация на пересечении с Хамбинским разломом [Смекалин и др., 2019] (рис. 5а). Далее на север, выделенные нами линеamentы, уходят в пределы дельты и аванделты р. Селенги и оз. Байкал. В районе залива Провал, у северной рамки исследуемой территории, выделяется дизъюнктивный узел, в котором сходятся трассы морфолинеamentов субмеридионального ССВ-ЮЮЗ и ВСВ-ЗЮЗ направлений (рис. 4).

Для сопоставления результатов компьютерного линеamentного анализа с сейсмичностью исследуемого района выбраны морфолинеamentы с разными порогами выраженности (рис. 6). Более высокий порог выраженности (рис. 6б) позволяет сократить количество выделяемых линеamentов (рис. 6а) и, таким образом, уменьшить вероятность случайных совпадений. На рисунке 6 видно, что сильные землетрясения по историческим данным с M от 5.5 до 8.5 в Западном районе (2) тяготеют к

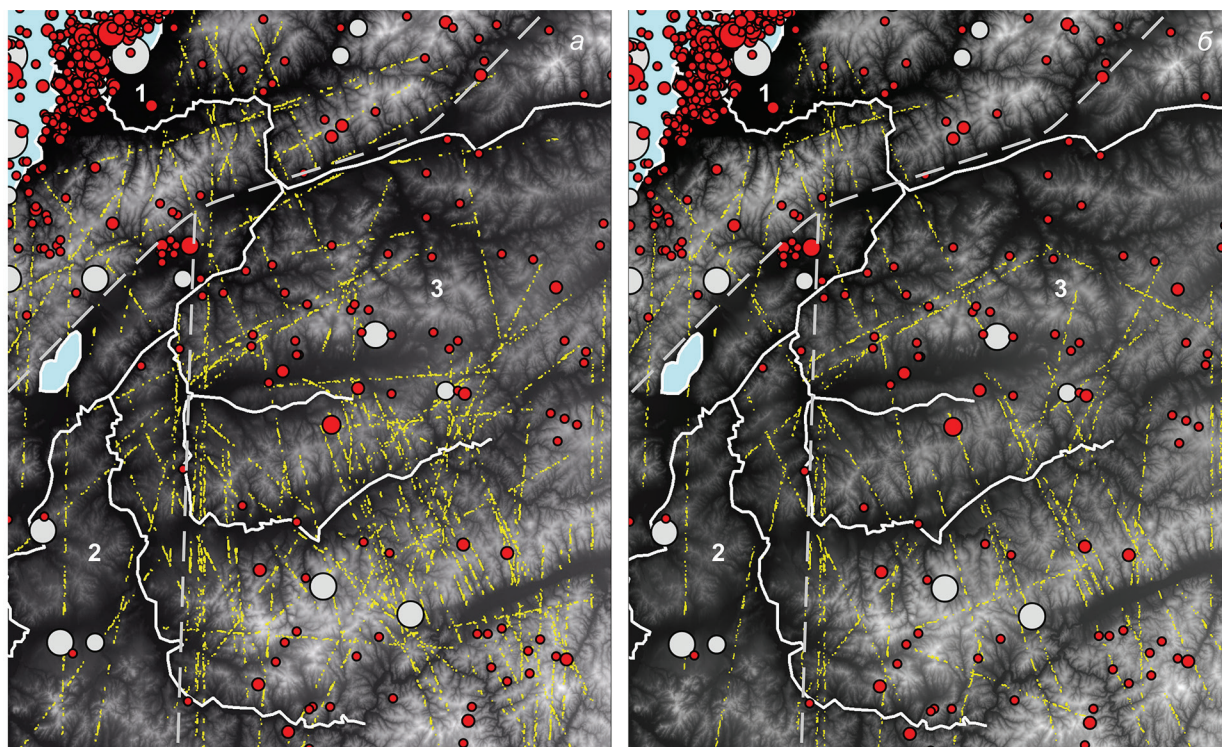


Рис. 6. Эпицентры землетрясений за исторический (белые кружки) и инструментальный (красные кружки) периоды наблюдений, совмещённые с линеаментами с порогом выраженности: а) >110 , б) >115

субмеридиональным, а в Восточном районе (3) – к север-северо-западным морфолинеаментам, то есть принадлежащим к двум главным лучам розы-диаграммы протяжённых линеamentов (рис. 4). Здесь следует учесть, что точность локализации эпицентров исторических землетрясений несопоставима с инструментальными данными. Тем не менее, корреляция сейсмичности и линейных линеamentов возможно свидетельствует о преобладании крутопадающих сдвигов, контролирующих относительно

сильные землетрясения в регионах (2) и (3) исследуемой территории. В наиболее сейсмоактивном Усть-Селенгинском районе (1), описанная выше активная меридиональная зона плотности штрихов, классифицированная как правый сдвиг, продолжаясь на север от хребта Хамар-Дабан в акваторию оз. Байкал, разделяет скопления эпицентров Южного и Центрального Байкала (рис. 5а).

Отметим приблизительное совпадение границ установленных геоморфологических районов с условными районами на основе параметров сейсмического режима. По характеру сейсмической активности В. И. Мельникова подразделяет Забайкалье на условные – западный и восточный сегменты, граница между которыми проходит примерно по 106 меридиану [Мельникова и др., 2003], что коррелируется с направлением выделенной нами границы между районами (2) и (3). Эпицентр Оронгойского землетрясения (2 октября 1980 г., $M_s = 5.1$) [Голенецкий и др., 1982; 1983] расположен в дизъюнктивном узле на пересечении торцового сочленения Гусиноозёрской и Удинской впадин и меридионального морфолинеамента, разделяющего Западный (2) и Восточный (3) районы. В Западном районе (2) в $N-Q$ время преобладали дифференцированные (блоковые) поднятия. Сейсмический режим характеризуется относительно меньшей плотностью эпицентров слабых землетрясений, но изредка случаются и довольно сильные события (Кяхтинские землетрясения – 06.02.1957 г., $M = 6.4$; 13.05.1989 г., $M = 5.8$ и $M = 5$ и эпицентры землетрясений по историческому каталогу). Здесь зафиксированы сдвиговые, взбросо-сдвиговые и взбросовые смещения по плоскостям разрывов субмеридионального и субширотного простирания.

Восточный район (3) характеризуется умеренными неотектоническими движениями положительного знака. Мощность земной коры колеблется в пределах 40–45 км, возрастая в области Даурского мегасвода. Район относится к умеренно и слабо сейсмичным. По геофизическим данным [Суворов и др., 1999; Соловьев и др., 2017], в южной части исследуемого района Западного Забайкалья находится зона пониженных значений коэффициента Пуассона, положение которой предварительно можно увязать с региональной положительной структурой: Хэнтэй – Даурским мегасводом.

В результате компьютерного линеamentного анализа ЦМР Западного Забайкалья на основе ранжированного выделения протяжённых линеamentов, анализа плотностной и угловой статистики малых линеamentов получены три основных результата, требующих обсуждения и геодинамической интерпретации. Это: (1) деление территории на три района с различным линеamentным рисунком, (2) ведущая роль субмеридионального и ССЗ-ЮЮВ простираний в формировании розы-диаграммы протяжённых морфолинеamentов и (3) наличие активной меридиональной зоны в западной части исследуемой территории, которая маркирует области с разным сейсмическим режимом.

Обсуждение результатов

Резюмируя основные полученные результаты, отметим главный – анализ структурных линий (линий вытянутости роз-диаграмм малых линеamentов) позволил выделить три района с различным структурным рисунком рельефа. Границы этих районов в значительной мере совпадают с морфолинеamentами, выделенными на высоких порогах выраженности. Методами LESSA хорошо картируются протяженные морфолинеamentы субмеридионального направления на западе исследуемой территории и ССЗ-ЮЮВ – на востоке. Кинематически эти линеamentы преимущественно представлены крутопадающими нарушениями с преобладанием сдвиговой компоненты.

Описанному делению исследуемой территории на три морфоструктурных района отвечают различия в истории развития рельефа. Современные морфоструктуры Восточного района (3) сформировались в результате длительной и неполной реактивации мезозойской системы рифтовых впадин и разделяющих их хребтов. Формирование рельефа проходило на фоне общего поднятия территории. За послемеловое время напряжённое состояние и деформационный режим несколько раз менялись, что отразилось на внутренней структуре крупных тектонических нарушений, в первую очередь, бортовых разломов впадин [Черемных, 2018]. Эпизоды сжатия, активировавшие надвиги и вздымание хребтов, хуже всего выделяются программой LESSA из-за кривизны выходов пологих нарушений на дневную поверхность расчленённого рельефа.

Западная часть исследуемого региона (район 2) между долиной р. Селенги, Гусиноозерской впадиной и долиной р. Хилок, характеризуется общим преобладанием линий вытянутости роз-диаграмм малых линеamentов субмеридионального простирания (рис. 2а). Такой структурный рисунок характерен для областей пластического течения (горизонтальных пластических деформаций), что позволяет ожидать здесь присутствие малых, коротких и протяжённых морфолинеamentов с различными порогами выраженности. Как отмечает [Жаворонкин, 2007], территория отличается развитием невысоких и плосковершинных морфоструктур высотой 850–1000 м. По мнению [Жаворонкин, 2007] это реликты миоценовой поверхности выравнивания или сглаженного рельефа. Район имеет сложное строение, границы морфоструктур не чёткие, а перепады высот намного меньше, чем в регионах (1) и (3); из положительных морфоструктур здесь можно выделить Боргойский, Харгантуйский, Обманный хребты и хребет Черная грива.

Таким образом, дешифрованная нами субмеридиональная граница геоморфологических районов (2) и (3) имеет предположительно миоценовый или даже позднемиоценовый возраст, соответствующий ранней фазе формирования БРЗ. Именно в это время началось медленное поднятие блоковых массивов и хребтов в западном районе (2), вызвавшее прогрессивное врезание антецедентных участков гидросети и вздымание плосковершинных междуречий.

Сохранность от эрозии реликтов исходной (позднемиоценовой – палеогеновой) [Пехтерев и др., 2012] поверхности выравнивания и кор выветривания на относительно высоком Хамар-Дабанском хребте говорит о молодом возрасте этой морфоструктуры [Аржанникова, 2021]. Морфоструктурное обособление Усть-Селенгинского района (1) началось позднее формирования низкогогорного рельефа основных возродённых структур Забайкалья. Трансгрессивный тип осадконакопления был свойственен плиоцен – среднеплейстоценовому времени [Коломиец и др., 2021], когда в Западном Забайкалье формировались повышенные мощности лимноаллювия, вызванные развитием подпора стока вследствие быстрого поднятия юго-западного и южного горного обрамлений оз. Байкал. В районе (1) в результате контрастных неотектонических движений образовался типичный рифтогенный рельеф: значительное (>5 км) погружение Южнобайкальской впадины и дельты р. Селенги и изостатическое поднятие хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, как плечей рифта.

Для территории Западного Забайкалья морфоструктурное районирование методами анализа ЦМР (стохастические модели рельефа) предпринималось [Жаворонкин, 2007; Жаворонкин, Трегуб, 2019]. Ими выделяются три района с разным типом деформирования. В устьевой части рек Джиды, Хилок и Чикой выделяется район со следами горизонтальных пластических деформаций. Наш анализ рисунка структурных линий не противоречит такой интерпретации. О. В. Жаворонкин выделил два пика ориентации отдешифрованных линеamentов: меридиональный (355° – 360°) и ССВ (15° – 20°). Главные лучи розы-диаграммы ориентированы в этих интервалах. Такое распределение совпадает с заложением большинства русел наиболее крупных рек. Наши результаты в части меридиональных линеamentов согласуются. Относительно второго главного луча результаты не совпадают. Нами второй луч установлен в интервале 335° – 340°.

Такое простирание характерно для протяжённых морфолинеamentов востока исследуемой территории (район 3). Расхождение результатов мы относим к различию методов визуального и компьютерного дешифрования. О. В. Жаворонкиным линейные элементы рельефа анализировались в варианте визуального дешифрования, что обусловило относительно малое количество коротких линеamentов, включенных в статистическую обработку.

Выделенные районы различаются временем и интенсивностью неотектонических деформаций. История морфоструктур может быть прослежена, в лучшем случае, с эоцена, поскольку ранее, в палеоцене, в Сибири и Забайкалье существовал пенеплен, который мы условно принимаем за «исходную поверхность» [Пехтерев и др., 2012; Аржанникова, 2021]. Абсолютную высоту этого пенеплена с учётом высокого +(200–250 м) уровня мирового океана и удалённости территории от базиса эрозии можно оценить в +(500–600) метров. Рассмотрим положение контакта кайнозойских отложений и докайнозойских пород во впадинах, выделенных нами геоморфологических районов 1,

2, 3. В Усть-Селенгинском районе (1) этот уровень, особенно в дельте р. Селенги, много ниже уровня исходного пенеплена. В Западном районе (2), в частности Гусиноозёрской впадине, он примерно тот же, а в Восточном районе (3) заметно выше. Таким образом, выделенные районы характеризуют три различных режима неотектонических вертикальных движений: резко дифференцированный с абсолютным опусканием днищ впадин (1), поднятием хребтов и массивов на фоне стабильных впадин (2) и общим вздыманием территории с отставанием впадин в темпах поднятия (3). Показательно пересечение граничным меридиональным морфолинеаментом долины р. Селенги, где он разделяет Нижне-Селенгинскую и Итанцинскую впадины. В первой подошва кайнозоя ниже современного уровня моря, а рядом к востоку, в Итанцинской впадине, эта граница находится примерно на высоте исходного пенеплена [Shchetnikov et al., 2012].

Исследуемый нами регион относится к сочленению Амурской плиты с Сибирским кратоном. Скорость движения Амурской плиты относительно Сибирского кратона в юго-восточном направлении составляет от 1.25 мм/год на севере оз. Байкал до 3.4 ± 0.7 мм/год в его центральной части [Саньков, 2009; Ашурков и др., 2011; 2016]. Это растяжение реализуется системой сбросов и сбросо-сдвигов, северо-восточного простирания, что характерно для выделяемого нами Усть-Селенгинского района (1).

По разным критериям западную границу Амурской плиты проводят в субмеридиональном направлении к югу от Южно-Байкальской впадины в широкой полосе между 103 и 107 градусами восточной долготы. Эту рассеянную границу связывают с трансрегиональным «линеаментом 105 градуса» [Воронов, 1997] или с разделом зон преимущественного влияния тектонического воздействия Индо-Азиатской коллизии и Тихоокеанской субдукции [Gatinsky et al., 2018]. По мнению С. В. Ашуркова с соавторами «несмотря на отсутствие разломов меридионального простирания, можно предположить, что эта зона наиболее соответствует западной «диффузной» границе Амурской плиты» [Ашурков и др., 2016]. Уточнение структуры этой границы на основе анализа линейных неоднородностей рельефа с выделением субмеридиональных морфолинеаментов и их сгущений имеет значение для понимания геодинамики района исследований.

Анализ сейсмичности территории Забайкалья не дает однозначной интерпретации геодинамических режимов, выделенных нами Западного и Восточного районов (рис. 2). В связи с этим районирование Западного Забайкалья на основе линеаментного анализа даёт дополнительную информацию для изучения геодинамики и истории БРЗ в свете определения палеограницы Амурской плиты на ранних этапах развития БРЗ.

Область, практически, совпадающая с Амурской плитой, характеризуется широким развитием кайнозойского базальтового вулканизма, менее мощной в сравнении с кратонами литосферой и неровным залеганием её кровли [Zonenshain, 1991]. Такие области предрасположены к пассивному рифтогенезу, а термически ослабленные участки литосферы, как и жёсткие включения, влияют на конфигурацию зон локализации пластических деформаций [Malkin, Shemenda, 1991]. Деформации утонённой до 70–90 км [Винник и др., 2017] пластичной континентальной литосферы при растяжении (пассивный рифтинг) на раннем этапе локализуются в широкой полосе, и только потом обособляются глубокие рифтовые впадины. Для БРЗ такая принципиальная модель подробно рассмотрена А. Шемендой [Shemenda et al., 2002; 2012] (рис. 7) и реализована на модельном материале с соблюдением критериев подобия.

Субмеридиональные правые сдвиги закономерно возникают в этой модели к югу от оз. Байкал при юго-восточном смещении Амурской плиты. Зона их сгущения соответствует району (2), в котором линии тока (рис. 2а) располагаются вдоль линеаментной зоны, определяя возможную область её динамического влияния. Таким образом, районирование на базе линеаментного анализа приобретает геодинамическую интерпретацию.

Развитие Байкальской рифтовой зоны и Западного Забайкалья, в частности, прошло в три стадии [Мац, 2015]. Первая: *прерифтовая стадия*, – это слабо локализованные пластические деформации с изостатическими поднятиями над мантийными плюмами [Добрецов, Василевский, 2019] с фрагментарной активизацией древних разломов в условиях растяжения. Режим охватывал все три выделенных нами района и характеризовался невысоким волнистым рельефом с незначительным

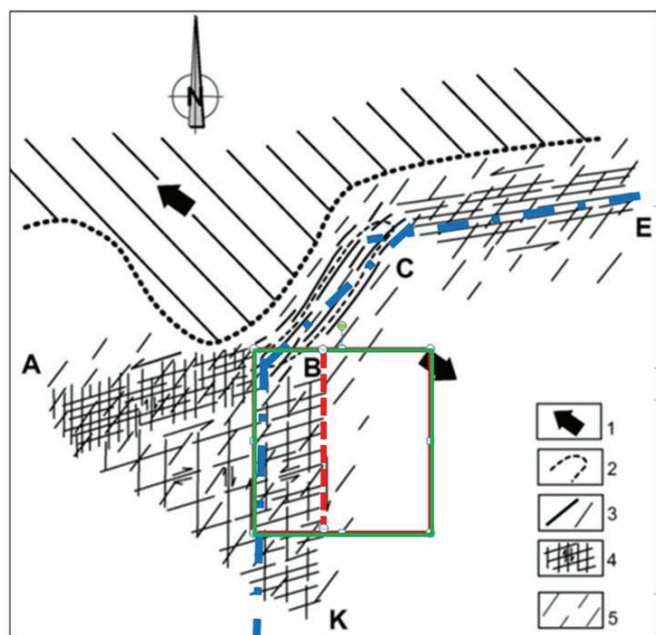


Рис 7. Моделирование поверхностных деформаций первого порядка. Байкальский регион в начале рифтогенеза; Сибирский кратон с прочной литосферой выделен штриховкой. Условные обозначения: 1 – вектор регионального растяжения, 2 – контур глубокой части образовавшейся в эксперименте впадины (соответствует оз. Байкал), 3 – сбросы литосферного масштаба в районе озера, 4 – линии сдвигового течения в «пластическом ядре» литосферы, которые могут проявляться на поверхности, 5 – сбросы и трещины в верхнем хрупком слое земной коры при растяжении. Синяя прерывистая линия – граница Амурской плиты, красная – морфолинеament, разделяющий геоморфологические районы 2 и 3. Зеленый квадрат – положение исследуемой площади в масштабе модели

осадконакоплением в понижениях. В это время началось воздымание Даурского мегасвода с активизацией ССЗ нарушений, широко представленных линеamentами в Восточном районе (3).

Вторая: *раннерифтовая стадия*, отличается формированием закономерно ориентированных к растяжению зон пластического течения и сдвиговых систем. Рельеф становится более дифференцированным, а в присдвиговых впадинах наблюдается, иногда, довольно интенсивное осадконакопление. Режим охватывал Западный (2) и Усть-Селенгинский (1) районы. Наиболее активны на этом этапе в изучаемом районе были субмеридиональные нарушения с преимущественно сдвиговой составляющей. Такие нарушения характерны для Западного района (2), где они маркируются многими линеamentами и формируют рисунок структурных линий потокового типа.

Третья: *стадия рифтогенеза* – это локализация деформаций вдоль главной впадины, подъём кровли астеносферы и утонение коры (рост шейки). Режим характеризует амплитудные неотектонические движения, формирующие глубокие впадины с абсолютными опусканиями и поднятые плечи рифта. Наиболее активными становятся разломы северо-восточного простирания, в основном, сейсмоактивные сбросы и сбросо-сдвиги. Этот режим представлен в Усть-Селенгинском районе (1).

Отметим, что площадь проявления тектонических деформаций на границе Амурской плиты убывает от стадии к стадии, а их интенсивность возрастает. Периодизация стадий предмет отдельного рассмотрения, но в первом приближении наиболее интересующая нас раннерифтовая стадия, вероятно, относится ко времени от среднего миоцена до позднего плиоцена [Мац, 2015]. Описанная последовательность рифтогенеза, вероятно, несколько раз прерывалась эпизодами сжатия с активизацией взбросов и надвигов и всегда сопровождалась изостатическими движениями.

Заключение

Обработка ЦМР Западного Забайкалья методами компьютерного линеamentного анализа и, прежде всего, анализ структурных линий (линий вытянутости роз-диаграмм малых линеamentов) позволили выделить три района с различным структурным рисунком рельефа, различающихся историей развития рельефа и осадконакопления, временем и стилем неотектонических деформаций на разных стадиях рифтогенеза.

Установлено, что на высоких порогах выраженности в первую очередь проявляются протяженные линеamentы меридионального и ССЗ-ЮЮВ направлений. Выделены наиболее активные фрагменты меридиональных линеamentов, пересекающих хребет Хамар-Дабан, и определена их возможная

кинематика, как правых сдвигов. Отмечено влияние северо-западной границы Даурского мегасвода на распространение протяжённых линеаментов ССЗ простирания, что позволяет предположить генетическую связь значительной части этих линеаментов с формированием и ростом поднятия.

Показана роль субмеридиональных морфолинеаментов в формировании границ геодинамических районов и проанализировано их соотношение с сейсмичностью. Выявлена, предположительно, контролирующая роль в пределах района исследования протяжённых морфолинеаментов меридионального и ССЗ простирания на локализацию сильных землетрясений Западного Забайкалья. Более детальное изучение этого вопроса требует привлечения дополнительных геофизических и сейсмологических данных.

Зона сгущения субмеридиональных морфолинеаментов и предполагаемого пластического течения (район 2) отражает геодинамическую историю региона. Предложена геодинамическая интерпретация этой зоны в качестве диффузной палеограницы Амурской плиты. Показано, что деформационные паттерны могут находить отображение в морфоструктурном строении и геодинамической истории региона. Предполагается, что граница Западного (2) и Восточного (3) районов сформировалась на раннем этапе становления БРЗ, она разделяет регионы с различным геодинамическим и сейсмическим режимами, отделяя область миоцен-раннеплиоценовой стадии развития пассивного рифтинга на западе от более спокойной области на востоке, вовлеченной в поднятие Даурского мегасвода.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования РФ (по проекту № АААА-А21-121011890033-1 и теме № 122032900172-5).

Благодарности

Авторы выражают благодарность Д. П.-Д. Санжиевой за помощь в оформлении статьи и доктору геол.-мин. наук О. Р. Мининой за ценные советы и замечания. Авторы также глубоко признательны рецензентам, чьи замечания позволили существенно улучшить изложение материала.

Список литературы

Аржанникова А.В. Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск : ФГБУ Институт земной коры СО РАН. 2021. – 390 с.

Аиурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS–геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 299–311.

Аиурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г. Пулатенко В.В., Рябинкин К.С. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2059–2070. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20161108>

Булгатов А.Н. Механизм образования сейсмогенного залива Провал на восточном берегу оз. Байкал // Доклады академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 682–684. <https://doi.org/10.7868/S0869565215060183>

Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 695–709. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0313>

Воронов П.С. Сдвиги, геофлюктуации и сейсмичность северной части восточного полушария Земли. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб. : Наука. 1997. С. 221–230.

Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебренников С.П. Сейсмичность района Оронгойских впадин и землетрясение 2 октября 1980 г. в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 45–54.

Голенецкий С.И., Курушин Р.А., Николаев В.В. Землетрясение 13.05.1989 г. на границе с Монголией: Землетрясения в СССР в 1989 году. М. : Наука. 1993. С. 101–112.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др. История

развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Джурик В.И., Тубанов Ц.А., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. К технологии построения карты сейсмического микрорайонирования территории г. Улан-Удэ // Геодинамика и тектонофизика. Т. 6. № 3. 2015. С. 365–386. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0186>

Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 12. С. 1661–1691. <https://doi.org/10.15372/GiG2019131>

Жаворонкин О.В. Морфоструктура и неотектоника Юго-Западного Забайкалья: Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Саратов : СГУ им. Чернышевского. 2007. – 166 с.

Жаворонкин О.В., Трегуб А.И. Морфоструктура юго-западного Забайкалья // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 4. С. 14–21.

Златопольский А.А. Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Вып. 5. Т. 1. С. 102–112.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669–672.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. Т. 1. – 326 с.; Т. 2. – 328 с.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М. : Наука. 1971. – 168 с.

Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Формализованный линеamentный анализ геологических структур Прибайкалья // Физика Земли. 2021. № 5. С. 1–12. <https://doi.org/10.31857/S0002333721050082>

Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Использование данных дистанционного зондирования участков земной коры для анализа геодинамической обстановки. М. : ГЕОС. 2015. – 112 с.

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Буянов А.В. Происхождение осадочных отложений высоких террасоувалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1. № 1. С. 27–39.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск : Наука. 1981. – 105 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск : Гео. 2009. – 316 с.

Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00053-2)

Мардуа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М. : Наука. 1978. – 240 с.

Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 467–489. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0190>

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Массальский О.К., Шлаевская Н.С. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья: Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск : ГС РАН. 2003. С. 107–117.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К. Прибайкалье и Забайкалье: Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. Обнинск : ГС РАН. 2007. С. 177–185.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К. Прибайкалье и Забайкалье: Землетрясения Северной Евразии в 2003 году. Обнинск : ГС РАН. 2009. С. 144–155.

Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Папкова А.А. Балейское землетрясение 6 января 2006 г.: отражение современной тектонической активности Восточного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 6. С. 828–832.

Мельникова В.И., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б., Мельников А.И., Гилева Н.А., Тубанов Ц.А. Заганское землетрясение 01.02.2011 г. в слабоактивном районе Западного Забайкалья: наблюдения и анализ // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 55–70.

Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В.,

Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16030073>

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н. В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М. : Наука. 1977. – 535 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Пехтерев С.Н., Нечепав Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение): Серия Алдано-Забайкальская. Лист М49 - Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. СПб. : Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 438 с.

Радзиминович Н.А. Механизмы очагов землетрясений юга Байкальского региона и Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 902–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0562>

Радзиминович Я.Б. Землетрясение 9 октября 1864 года в Западном Забайкалье // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 60–69. <https://doi.org/10.7868/S0203030614050071>

Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск : Наука, 1988. – 128 с.

Руженцев, С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сейсмотектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 383–406. <http://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0214>

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Радзиминович Н.А., В.И., Мельникова, Ашурков С.В., Кале Э., Девершер Ж. Количественная оценка современных деформаций земной коры Монгольского блока по данным геодезии и сейсмотектоники // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 685–688.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Кале Э., Девершер Ж., Дембелов М.Г. Растяжение в Байкальском рифте: Современная кинематика пассивного рифтогенеза // Доклады академии наук. 2009. Т. 424. № 5. С. 664–668.

Смекалин О.П. Чипизубов А.В., Радзиминович Н.А., Имаев В.С. Сейсмическая активность Хамбинского разлома (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 881–895. <https://doi.org/10.15372/GiG2019034>

Соловьев В.М., Чечельницкий В.В., Сальников А.С., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Галёва Н.А. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1065–1082. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0333>

Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В. И. Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии: Сборник научных трудов. М. : ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Земная кора и ее изостатическое состояние в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 303–316.

Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: Результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47. <https://doi.org/10.21455/VIS2021.4-2>

Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д. Сейсмичность Западного Забайкалья // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы XII международной сейсмологической школы (Алматы, 11–15 сентября 2017, Казахстан). Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН. 2017. С. 361–364.

Черемных А.В. Парагенезы разрывов в крупных разломных зонах Западного Забайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 889–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0375>

Чипизубов А.В. Проблемные исторические землетрясения Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 2. С. 53–72.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.

Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33 (11). L11303. <http://doi.org/10.1029/2006GL026077>

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., and Déverchère J. GPS

- measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994, 2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108 (B10). P. 2501. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0333>
- Gatinsky Yu.G., Prokhorova T.V., Rundquist D.V.* The 102–103° E geodivider in the modern lithosphere structure of Central Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9 (3). P. 989–1006. <http://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0380>
- Jarvis, A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E.* Hole-filled SRTM for the globe Version 4 (available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database). 2008. <http://srtm.csi.cgiar.org>
- Malkin B.V., Shemenda A.I.* Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 193–210. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90172-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90172-O)
- Radziminovich Y.B.* November 13, 1898 earthquake in Western Transbaikalia: a «white spot» in seismic history of East Siberia // *Journal of Seismology*. 2014. Vol. 18 (1). P. 93–10. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9403-2>
- Rasskazov S.V., Sherman S.I., Levi K.G., Ruzhich V.V., Kozhevnikov V.M., San'kov V.A., Academician N.A.* Logatchev and his scientific school: contribution to studies of the cenozoic continental rifting // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. Vol. 1 (3). P. 209–224. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0017>
- San'kov V.A., Parfeevets A.V.* The Cenozoic crustal stress state of Mongolia according to geological and structural data (review) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Vol. 11 (4). P. 722–742. <http://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0503>
- Shemenda A., Déverchère J., Calais E.* Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 356 (4). P. 253–273. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00389-X)
- Shchetnikov A.A., Radziminovich Ya.B., Vologina E.G., Ufimtsev G.F.* The formation of Proval Bay as an episode in the development of the Baikal rift basin: A case study // *Geomorphology*. 2012. Vol. 177–178. P. 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.023>
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M.* Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351 (1–2). P. 61–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00125-7)
- Zlatopolsky A.* Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // *Computers & Geosciences*. 1997. Vol. 23 (1). P. 45–62. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00053-2)
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu.* Hot-field tectonics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. (2–4). P. 165–192. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90171-N](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90171-N)

GEODYNAMIC ZONING OF WESTERN TRANSBAIKALIA USING COMPUTER LINEAMENT ANALYSIS OF THE DIGITAL ELEVATION MODEL

© 2023 G. N. Ivanchenko^{1, *}, Ts. A. Tubanov²

¹*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

**E-mail: ivanchenko@idg.ras.ru*

The article concerns the research of neotectonics and modern seismic activity of the Western Transbaikalia. The region is located on the southeastern flank of the Baikal rift system and is the western boundary of the Amur Plate, representing a transition region between the influence of the Indo-Asian collision, which determines compression deformations and extension during rifting. The purpose of the study is the geodynamic zoning of Western Transbaikalia using computer lineament analysis (LESSA technology) of a digital elevation model (DEM). This analysis made it possible to identify three regions within the study area with different structural patterns: Ust-Selenginsky, Western, and Eastern, which differ in geodynamic settings, the nature of seismicity, the history of relief development, the time and style of neotectonic deformations at different stages of rifting. The boundaries of the regions are marked by extended morpholineaments, gradient zones of density of small lineaments, and thickening of structural lines, coinciding with geological deep faults and zones of deformation localization. The most active fragments of lineaments were identified and their possible kinematics were determined. A zone of concentration of submeridional morpholineaments and supposed plastic flow has been determined, which predetermined the geodynamic history of the region and the possible position of the western paleoboundary of the Amur Plate at the early stage of passive rifting. The role of extended morpholineaments of meridional and NNW strike on the localization of strong earthquakes has been revealed. The influence of the Daurian megaarch on the distribution of extended lineaments of NNW strike is noted.

Keywords: morpholineament, computer interpretation, geodynamic zoning, seismicity, morphostructures, rifting.