

Интерпретация линеаментов в пределах западной части Байкало-Патомского пояса с применением мультимасштабного тектонофизического подхода в контексте прогноза рудообразующих систем

С.А. Устинов*, В.А. Петров, А.А. Андреев, А.Д. Свечеревский, И.А. Кочкин, В.В. Шухов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

В статье на примере территории западной части Байкало-Патомского пояса на основе последовательного занижения пространственного разрешения цифровой модели рельефа FABDEM предложен авторский подход к автоматическому выделению линеаментов, отражающих различные масштабные уровни развития каркаса разрывных нарушений. Представлены результаты комплексного пространственно-геометрического анализа выделенных линеаментов, маркирующих разноранговые разрывные структуры. На основе корреляционного анализа выделены группы структур, однозначно отвечающих определённому масштабу уровня. Для реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния, кинематики предполагаемых разрывных структур и восстановления последовательности этапов тектогенеза, парагенезис выделенных на каждом этапе генерализации цифровой модели рельефа структур интерпретировался на основе модели сдвига, предложенной П.Л. Хэнкоком. В результате в истории геологического развития территории установлены три последовательных этапа тектогенеза, характеризующихся: I) субширотной – восток-северо-восточной, II) северо-восточной и III) северо-западной ориентировками оси максимального сжатия. Первый этап проявлен на всех масштабных уровнях и отвечает процессам аккреционно-коллизийного взаимодействия окраины Сибирского кратона с микроконтинентами и островодужными террейнами. Второй и третий этапы проявлены исключительно на локальном уровне и коррелируют с формированием субширотных сдвигов и надвигов в северо-западном направлении. Полученные результаты на основе расчета коэффициента тенденции к сдвигу и визуализации наиболее гидравлически активных сегментов разрывных структур легли в основу создания разномасштабных прогнозно-поисковых моделей полезных ископаемых территории с учетом выявленных этапов тектогенеза. Установлено, что наибольшую роль в локализации металлического оруденения сыграли первый и второй этапы. В этом случае точность комплексной модели составила 94%.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, цифровая модель рельефа, линеаментный анализ, разлом, тектонофизический анализ, структурно-геоморфологический метод, напряженно-деформированное состояние, прогнозно-поисковая модель полезных ископаемых, Байкальская складчатая область, Байкало-Патомский пояс

Для цитирования: Устинов С.А., Петров В.А., Андреев А.А., Свечеревский А.Д., Кочкин И.А., Шухов В.В. (2025). Интерпретация линеаментов в пределах западной части Байкало-Патомского пояса с применением мультимасштабного тектонофизического подхода в контексте прогноза рудообразующих систем. *Георесурсы*, 27(4), с. 83–106. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.4.7>

Введение

Разрывные структуры (разломы, трещины) в земной коре, которые в наиболее общем определении представляют собой нарушение сплошности горных пород без смещения или со смещением по плоскости разрыва, формируются на всём протяжении геологической истории Земли в зависимости от действовавших в определённое

время геодинамических обстановок. Данные структуры образуют ослабленные зоны, выступают в роли границ литосферных плит и тектонических блоков земной коры, по которым происходит или происходило их перемещение, а также имеют важное значение в качестве путей и каналов для поступления глубинного мантийного вещества или флюида в приповерхностные участки

* Ответственный автор: Степан Андреевич Устинов
e-mail: stevesa@mail.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

и на поверхность Земли. Кроме того, разрывные нарушения могут быть древними, действовавшими на определенном этапе геологической истории, или могут проявлять сейсмическую активность в настоящее время, периодически приводя к возникновению очагов землетрясений (Шерман, 2014).

Важно отметить, что разрывные нарушения земной коры формируются не только под воздействием региональных тектонических напряжений, но и в результате глобальных процессов, связанных с планетарной трещиноватостью и реологическими особенностями горных пород. Планетарная трещиноватость, обусловленная обще-земными напряжениями, создает систему ослабленных зон, которые могут наследоваться на различных масштабных уровнях – от микротрещин до региональных разломов (Кац и др., 1986; Anders, Wiltshko, 1994; Шерман, 2014). Эти структуры часто служат основой для последующей тектонической активизации, определяя ориентировку и морфологию вновь сформированных разрывов.

Реологические свойства горных пород, такие как вязкость, прочность и анизотропия, играют ключевую роль в локализации деформаций. Например, хрупкие породы (граниты, кварциты) склонны к образованию дискретных разломов с четкими сместителями, тогда толщи с пластичными свойствами (глинистые сланцы, каменная соль) деформируются путем смятия или течения, формируя зоны расщепления (Faulkner et al., 2011). Кроме того, изменение реологических параметров с глубиной (переход от хрупкого к пластичному поведению) контролирует вертикальную сегментированность разрывных зон, что важно для понимания их флюидопроводящей функции (Faulkner et al., 2018).

Несмотря на то, что существует огромное множество работ по исследованию механизмов формирования разрывных нарушений, их описанию, выделению типов, тектонофизической интерпретации, разработано большое количество методов структурно-геологического и тектонического картирования, задача массовой идентификации и классификации разломов в пределах обширных площадей остаётся достаточно сложно реализуемой. Наиболее достоверным способом до сих пор являются полевые геологические исследования с заверкой выявленных структур горными выработками (канавами, скважинами). При этом подобные изыскания, ввиду значительных затрат и учитывая целесообразность (например, с целью поисков месторождений полезных ископаемых), обычно проводятся только в пределах небольших участков – перспективных областей на различные типы полезных ископаемых (ПИ): месторождений, рудных полей и их флангов.

Для картирования разрывных структур в пределах более протяженных территорий применяются различные геофизические (наземные, аэросъемка, съемка с помощью беспилотных летательных аппаратов) методы, результаты интерпретации которых в контексте выявления тектонических структур, особенно разновозрастных и разноранговых, также не всегда однозначны. Результаты применения перечисленных методов часто используются при составлении разномасштабных государственных геологических карт (ГТК), для которых проводится сбор, анализ и генерализация всей имеющейся геологической информации для территории не только по типам и возрастам горных

пород, но и по разрывной тектонике. Это приводит к тому, что каркас разрывных нарушений, отраженный на ГТК, оказывается сегментированным и в различной степени недоизученным.

Для идентификации разрывных структур в пределах обширных площадей часто применяется линеаментный анализ. Термин «линеамент» уже более ста лет назад предложил американский геолог У. Хоббс (Hobbs, 1904). Данное определение напрямую связано с морфологическими особенностями земной поверхности. В классическом понимании – это прямолинейные отрицательные формы рельефа, экспонированные прямолинейные склоны, эскарпы и уступы, последовательность прямолинейных отрезков мелких водотоков, пересекающих в одном направлении водоразделы и долины, прямолинейные осевые линии водоразделов, участки сгущения и перегибов горизонталей. Учитывая спорные вопросы, касающиеся эволюции рельефа земной поверхности, некоторые геологи относятся крайне скептически к линеаментному анализу. Отдельные исследователи полагают, что особенности рельефа отражают только молодые (неотектонические) разрывные структуры и не могут быть использованы для реконструкции древних тектонических этапов (Буртман и др., 1980; Макаров, 2008). Другие сходятся в мнении, что рельеф эволюционировал на протяжении всей геологической истории и может отражать древние наиболее проявленные периоды тектогенеза (Кац и др., 1986; Видяпин, Бондарь, 2021; Устинов и др., 2024a). Также возникает вопрос достоверности выделения разлома по идентифицированным линеаментам. Безусловно, рельеф на протяжении его эволюции подвергался воздействию экзогенных процессов, включая эрозию, тем не менее авторы данной статьи, основываясь на своём обширном опыте дешифрирования геологических структур, полагают, что не каждый линеамент (особенно непротяженный) отражает разломную зону, но каждая осевая линия (сместитель) протяженного разлома, выходящая на дневную поверхность, будет маркироваться линеаментом. В силу отсутствия других методов достоверной массовой идентификации разрывных структур, линеаментный анализ может рассматриваться как наиболее эффективный дистанционный подход восстановления каркаса разрывных нарушений и глубинного тектонического строения в пределах обширных территорий (Кац и др., 1986).

На современном этапе развития науки и техники с запуском большого количества космических аппаратов появляется возможность получения и анализа разноплановых данных дистанционного зондирования Земли, включая радарную, радиолокационную, мульти- и гиперспектральную съемки. Структурно-линеаментный анализ может быть осуществлен на основе трехмерной визуализации рельефа земной поверхности, для которой возможно использовать результаты космической радарной топографической съемки, позволяющих создавать цифровую модель рельефа (ЦМР). Линеаменты на ЦМР выделяются ручным или автоматическим способами.

Необходимо отметить, что в большинстве работ линеаменты выделяются по одно- или многоканальным космоснимкам, по которым не всегда хорошо прослеживаются особенности рельефа, а в качестве линейных объектов

выделяют даже границы смены растительности, что приводит к значительным ошибкам. Также, не существует общепринятой методики интерпретации результатов выделения сети линеаментов в геодинамическом, тектоническом и тектонофизическом контекстах.

Кроме того, при проведении структурно-линеamentного анализа исследователи чаще всего выделяют одноранговые, обычно непротяженные, линеаменты, не учитывая при этом масштабный эффект в развитии интерпретируемых разрывных структур. Данный эффект заключается в «изменении каких-либо свойств природных или искусственных объектов и материалов при варьировании их геометрических параметров», что справедливо и для разрывных нарушений (Faulkner et al., 2011; Петров и др., 2017; Петров и др., 2019). Как показали многие модельные опыты, при заложении протяженной разрывной зоны в определенной последовательности формируются системы и эшелоны оперяющих её трещин различных кинематических типов разных рангов, отражающих определённый масштабный уровень.

В представленной работе на примере западной части Байкало-Патомского пояса разработана и заверена методика интерпретации пространственного положения линеаментов, которая позволяет на основе структурно-геоморфологических, пространственно-геометрических, пространственно-плотностных и тектонофизических подходов не только выявлять параметры сдвиговых тектонодинамических процессов, различающихся по масштабам проявления, но и устанавливать специфические особенности развития каркаса разноранговых разрывных нарушений, определяющих размещение рудных объектов в пределах территории. Это открывает возможности для создания структурных разномасштабных прогнозно-поисковых моделей (ППМ) на различные типы ПИ.

Объект исследования

Байкало-Патомский пояс (БПП), западная часть которого рассмотрена в качестве объекта исследования, входит в структуру Байкальской складчатой области (БСО), являющейся, в свою очередь, элементом Центрально-Азиатского подвижного пояса. Помимо БПП, в составе БСО среди структур первого порядка выделяют Байкало-Муйский складчатый пояс (БМП) и Баргузино-Витимский супертеррейн. Большинство исследователей сходятся в мнении, что данные структуры формировались в единой последовательности главных тектономагматических этапов развития БСО на протяжении последнего миллиарда лет. Обобщённая геолого-металлогеническая схема западной части БПП представлена на рисунке 1.

Строение БПП в основном определяют неопротерозойские структуры, сложенные единым карбонатно-терригенным патомским комплексом, и заложенные на раннедокембрийском фундаменте Ангарской и Алданской плит Сибирского кратона, который вскрыт в пределах Чуйского, Тонодского и Нечерского гранитоидных выступов. В поперечном сечении БПП четко обособлены внешняя структурная зона, отвечающая краевому прогибу (Прибайкальская зона), и внутренняя зона, включающая континентальные рифты (Олоkitская зона), внутренние поднятия (Мамская зона) и прогибы (Патомская, Делюн-Уранская и Бодайбинская зоны) (Рыцк и др. 2011).

Во внутренней структурной зоне БПП, в пределах Ангарской плиты, преобладают северо-восточные простирания осадочных толщ и линейных структур (рис. 1Г), а в пределах Алданской плиты доминируют субширотные и северо-западные простирания. Формирование общей структуры БПП связывается с первичной морфологией палеобассейнов осадконакопления (Салоп, 1964), либо с крупномасштабными деформациями, завершившимися в конце раннего палеозоя (Зоненшайн и др. 1990).

Классическое представление о тектонической природе БПП большинством авторов так или иначе связывается с эволюцией палеошельфа пассивной окраины Сибирского кратона и основано на модели ее аккреционно-коллизийного взаимодействия с различными микроконтинентами и островодужными террейнами в конце позднего докембрия и в раннем палеозое (Гусев, Хаин, 1995; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2013; Станевич и др., 2007; Чугаев и др., 2018; Никишин и др., 2010). В работе (Зорин и др., 2009) эволюция БПП тесно увязывается с развитием субдукционных процессов в БМП, и осадочные комплексы сопоставляются с образованиями задуговых бассейнов. Согласно (Хоментовский, Постников, 2001), эволюция БПП включает длительный период эпиконтинентального рифтогенеза, пассивную континентальную окраину Байкало-Витимского океанического бассейна, задуговый бассейн Средневитимской островной дуги, остаточный бассейн в тылу аккреционной зоны и, наконец, бассейн форланда в тылу покровно-складчатого пояса и завершающий эпиконтинентальный шельфовый бассейн в конце позднего венда.

Существует и альтернативная модель, которая базируется на рифтогенном формировании структур БСО и основана на современных, полученных за последнее десятилетие, геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. Согласно ей, на рубеже 790–755 млн лет (Андреев и др., 2022) произошло коллизийное совмещение Анамакит-Муйского террейна, составной части Баргузино-Витимского супертеррейна, с континентальной окраиной Сибирского кратона. Зона коллизии маркируется гнейсо-гранитами раннебайкальского комплекса, которые установлены в Горемыкском, Муйском, Умоликитском и Водораздельном тектонических блоках БМП. Следствием этого события стало формирование аккреционно-коллизийного орогена с рециклированной древней континентальной корой. Поздний рифей характеризуется растяжением с последующим распадом суперконтинента Родиния под воздействием мантийного плюма (Кузьмин, Ярмолюк, 2016). Процессы континентального рифтогенеза раннебайкальского этапа, стартовавшие в Олоkitской зоне БПП, завершились к рубежу 660–640 млн лет локализацией растяжения в Кичерской зоне БМП, которое привело к деструкции раннедокембрийской коры и образованию позднебайкальской ювенильной коры в рифтогенных структурах различной степени раскрытия (Андреев и др., 2022).

В конце позднего неопротерозоя завершилось структурное обособление БСО. В результате ее морфоструктура стала подобна «деформированному ромбу» – универсальному морфотипу тектонических структур, образованных вследствие сдвиговых деформаций коры (Рыцк, 2020). В платформенной области Сибирского кратона,

пограничной с БСО, процессы позднебайкальского рифтогенеза привели к формированию Патомско-Вилуйского палеорифтового прогиба и сегментированных прогибов Ангаро-Ленской (Прибайкальской) зоны (Рыцк, 2020).

Подводя итог анализу проведенных ранее реконструкций геодинамической истории развития можно отметить, что в пределах исследуемой территории, учитывая её положение на сочленении структур Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса, начиная с архея до настоящего времени, происходили активные

процессы осадконакопления, магматизма, метаморфических и метасоматических преобразований пород, интенсивные тектонические вертикальные и горизонтальные перемещения блоков земной коры на разных уровнях глубинности. Эти явления сопровождались концентрированием, перераспределением ПИ и активным рудообразованием. Почти с каждым этапом геологического развития связано формирование месторождений ПИ (Митрофанова и др., 2012).

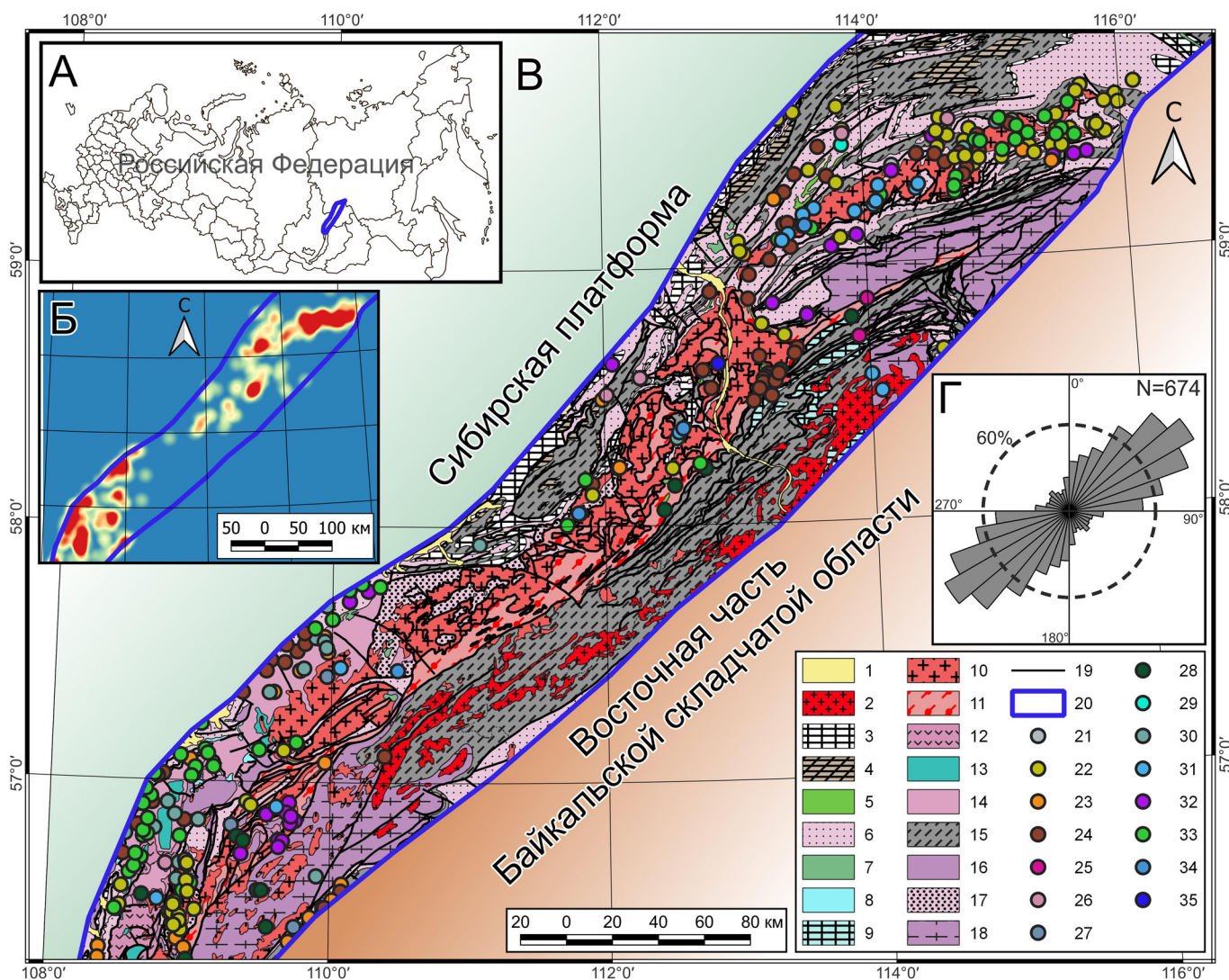


Рис. 1. Обобщенные авторами материалы по западной части Байкало-Патомского пояса. А – расположение территории исследования относительно субъектов Российской Федерации. Б – относительная удельная экстенсивность металлического оруденения от синего (наименьшая плотность объектов) к красному (наибольшая плотность объектов). В – геолого-металлогеническая схема западной части Байкало-Патомского пояса по материалам ГГК О-49 и О-59 (Макарьев и др., 2010; Митрофанова и др., 2012): 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – Мамский комплекс пегматоидных гранитов и пегматитов (О-S); 3 – Карбонатные породы Ченчинской свиты (RF₃); 4 – Мергели Никольской свиты (RF₃); 5 – дайки и силлы Медвежьего вулканического комплекса (RF₂); 6 – вулканические комплексы среднего рифея (песчаники, конгломераты, туфопесчаники); 7 – Чайский комплекс умеренно-щелочных габбродолеритов (KR₂); 8 – Парусный монзонитовый комплекс (KR₂); 9 – мраморы и кристаллические известняки Конкудерской толщи (KR₂); 10 – граниты Чуйско-Нечерского комплекса (KR₂); 11 – Маломиньский динамо-метаморфический комплекс – катаклазиты, милониты, бластомилониты (KR₂); 12 – андезитовый вулканический комплекс (KR₂); 13 – Леводомугдинский граносиенитовый комплекс (KR₂); 14 – трахидациты Домугдинского вулканического комплекса (KR₂); 15 – сланцы (KR₂); 16 – риодациты Хибеленского вулканического комплекса (KR₂); 17 – туфы Большемеинского вулканического комплекса (KR₁); 18 – гнейсы, гранито-гнейсы и сланцы Чуйской толщи (KR₁:AR₂); 19 – закартированные разрывные нарушения; 20 – границы площади исследования; 21–37 – месторождения и рудопроявления металлических ПИ (вне масштаба): 21 – Ag; 22 – Au; 23 – Cu; 24 – Fe; 25 – Li; 26 – Mn; 27 – Mo; 28 – Nb, Ta; 29 – Ni, Co; 30 – Pb, Zn; 31 – Sn; 32 – Ti; 33 – U; 34 – W; 35 – Zr, Y, Yb. Г – роза-диаграмма ориентировки закартированных разрывных нарушений; N – количество объектов.

С точки зрения металлогении территория входит в Саяно-Забайкальскую провинцию и Байкало-Патомскую минерагеническую субпровинцию. Известные рудные объекты включены в Чуйско-Тонодскую золото-редко-металльно-ураново-железородную минерагеническую зону (Макарьев, Миронов, 2014). Важнейшие ПИ – золото и уран (рис. 1В). Второстепенное значение имеют объекты олова, а также вольфрама и бериллия. В рифейском обрамлении Тонодского и Чуйского гранитоидных поднятий также известны многочисленные проявления железа, титана и высокоглиноземистого сырья.

В контексте полученных результатов представляемого исследования необходимо отметить, что территория западной части БПП характеризуется крайне сложным тектоническим строением. Здесь распространены разрывные нарушения, имеющие северо-восточную, северо-западную, реже близширотную и субмеридиональную ориентировки. Установлено преобладание северо-западной вергентности поверхностей сместителей разрывных нарушений главных направлений, согласующейся с вергентностью складчатых структур, что свидетельствует об их взаимосвязи; широкое проявление полициклических надвиговых дислокаций в зоне сочленения Сибирской платформы и складчатой области, наличие мощных зон динамометаморфизма. Разрывные нарушения северо-западной ориентировки, несмотря на четкую выраженность в рельефе, изучены слабо и выявляются в основном по геофизическим и дистанционным данным. В результате полевых работ и проведенного геологического картирования северо-западные разломы однозначно идентифицированы как левые сдвиги (Ковешников и др., 1989). Нарушения субширотной ориентировки, по мнению исследователей, заложены в поздние этапы тектонической активизации (Шманкевич и др., 1983). На дневной поверхности эти нарушения проявлены крупными уступами и зонами интенсивного рассланцевания пород. По данным работ предшественников (Иванов и др., 1982), эти разрывные нарушения мезоглубинные, а время заложения большинства из них относят к раннему протерозою. Большая часть всех разрывных нарушений неоднократно подновлялась в течение длительной геологической истории развития территории, что привело к формированию мощных зон катаклаза, милонитизации и рассланцевания пород (Макарьев и др., 2010; Митрофанова и др., 2012). Во многих случаях современная гидросеть наследует черты и определяется тектоникой, что позволяет использовать структурно-геоморфологический анализ для достоверной реконструкции элементов каркаса разрывных нарушений.

Материалы и методы

Выделение линеаментов в пределах рассматриваемой территории, в отличие от большинства работ по реализации линеаментного анализа, учитывая тесную связь термина «линеамент» с морфологическими особенностями рельефа и результаты исследований авторов статьи для других территорий, осуществлённых на основе данного подхода, проводилось не с использованием космоснимков, а с помощью визуализации и анализа ЦМР (Устинов, Петров, 2016; Минаев и др., 2024а; Минаев и др., 2024б; Устинов и др., 2024а). Данный подход, учитывая возможности искусственного компьютерного

масштабирования поверхности Земли и разнообразие инструментов для её визуализации, эффективен даже в областях со слабо расчленённым рельефом. ЦМР территории визуализировалась в геоинформационной (ГИС) среде с использованием открытых и отфильтрованных (с удалением техногенных объектов и лесов) данных FABDEM (Forest And Buildings removed Digital Elevation Model) с исходным пространственным разрешением ≈ 30 метров на пиксель, созданных на основе радарной интерферометрической съемки поверхности земного шара COPDEM-30 (Copernicus DEM) (Hawker et al., 2022). Результаты съемки предоставляются в виде растровых изображений со значениями высотных отметок рельефа для каждого пикселя в формате GeoTIFF, содержащем метаданные о географической привязке (рис. 2А). В дальнейшем инструментальными средствами ГИС возможно осуществить визуализацию ЦМР, например, в виде схемы теневого рельефа, для достижения наилучшего результата выделения линеаментов (рис. 2Б). Линеаменты на основе ЦМР выявлялись автоматически с помощью разработанного с участием отдельных авторов статьи программного обеспечения (ПО) с применением нейросетевых технологий (Гришков и др., 2023), что позволило добиться автоматического выделения линейных структур таким образом, как это сделал бы оператор-эксперт.

До процедуры идентификации линеаментов, для наиболее оптимального их выделения с использованием автоматических программных средств, применялся метод нелинейной направленной фильтрации ЦМР, что позволило подчеркнуть все морфоструктурные особенности территории при возможных положениях источника света. Направленная фильтрация, в соответствии с общеизвестными методиками (Papilinski, 1998; Suzen, Toprak, 1998; Enoh et al., 2021), производилась по четырем основным направлениям: С–Ю (0°), СВ–ЮЗ (45°), В–З (90°), ЮВ–СЗ (135°), с построением соответствующих схем теневого рельефа и выделением по каждой из них линеаментов с помощью разработанного ПО (рис. 2В–Е). Далее выделенные линейные элементы объединялись в единый слой, отражающий все возможные линеаменты на рассматриваемом уровне генерализации ЦМР в зависимости от структурных особенностей рельефа (рис. 2Ж).

Примененный подход, учитывая относительно высокое исходное пространственное разрешение используемой ЦМР (≈ 30 метров на пиксель), позволяет выделять на территории множество линеаментов, которые могут отражать относительно непротяженные разрывные структуры самых низких рангов (в масштабе исследуемой площади), характеризующие наиболее локальный уровень относительного других структур, формирующих общий каркас разрывных нарушений. Данные линейные элементы возможно проинтерпретировать в качестве так называемых «мегатрещин», опережающих протяженные разломы (Петров и др., 2010; Ребецкий и др., 2017).

Для решения задачи идентификации протяженных разрывов высоких рангов, которые маркируются более протяженными линеаментами, а также идентификации всех линейных элементов рельефа, проявленных на различных масштабных уровнях, предложено искусственно «ухудшать» пространственное разрешение исходной ЦМР с определенным шагом, для каждого из которых

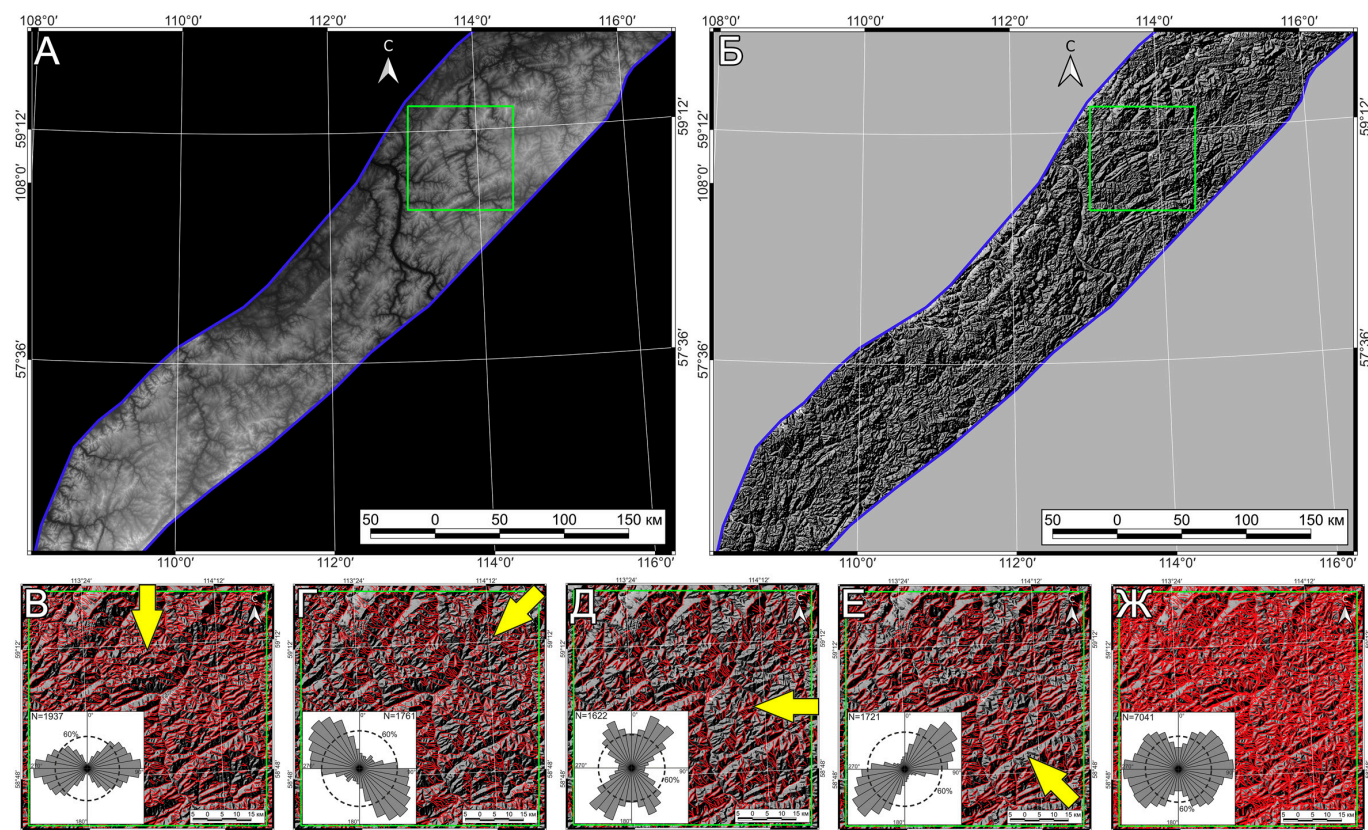


Рис. 2. Схема последовательности автоматического выделения линейментов с помощью разработанного ПО на основе нейросетевых технологий (Гришков и др., 2023): А – исходные данные цифровой модели рельефа (ЦМР) FABDEM для исследуемой территории в формате GeoTIFF; Б – визуализированная ЦМР в теневом рельефе; В–Е – результат фильтрации фрагмента ЦМР территории с визуализацией в теневом рельефе по четырем основным направлениям (показаны желтой стрелкой): С–Ю (В), СВ–ЮЗ (Г), В–З (Д), ЮВ–СЗ (Е) с выделенными линейментами (красные линии) и розами-диаграммами их ориентировок; Ж – суммарный результат выделения линейментов по всем направлениям фильтрации ЦМР с её визуализацией в теневом рельефе.

процедуры фильтрации ЦМР по четырем направлениям и автоматического выделения линейментов повторяются. Шаг занижения пространственного разрешения изображения ЦМР определён эмпирически с учетом минимальных потерь и исключения дублирования выделяемых линейных объектов, относящихся по геометрическим параметрам к одному рангу. Это позволило выделить линейменты различной протяженности, отражающие разноранговые разломные структуры, и, тем самым, при дальнейшем тектонофизическом анализе учесть масштабный эффект в развитии элементов каркаса разрывных нарушений территории (Петров и др., 2017; Петров и др., 2019).

Ориентировки выделенных линейментов и их пространственное распределение обычно для наглядности демонстрируют на розах-диаграммах и на схемах относительной удельной плотности. При создании роз-диаграмм в данной работе, в отличие от большинства структурно-тектонических исследований, учитывалось не только количество линейных объектов с разными азимутами простирания, но и их протяжённость, что позволило отобразить длины лучей на розах-диаграммах пропорционально сумме длин линейных объектов рассматриваемых интервалов простираний. Такой системный подход позволяет оценить выраженность на исследуемой площади определенных генераций линейных структур и косвенно сравнить величины проявления различных этапов деформаций.

Схемы относительной удельной плотности линейментов демонстрируют их количество с учетом длины на единицу площади. Главными параметрами для построения данных схем в ГИС являются размер пикселя и радиус поиска, который по умолчанию всегда должен быть больше размера пикселя. Значение в каждом пикселе схемы плотности представляет собой отношение суммарной длины линейных объектов в пределах окружности, которая определяется радиусом поиска, к площади этой окружности. При этом в расчет берутся только линии или их части, которые находятся исключительно внутри окружности (рис. 3). Метод расчета относительной удельной плотности линейментов с использованием окружностей выбран для минимизации краевых эффектов и обеспечения равномерного покрытия площади. Процент перекрытия окружностей составлял 20%, что позволило сохранить плавность переходов между значениями плотности. В соответствии с определенным шагом генерализации ЦМР, для которого проведена процедура выделения линейментов, в зависимости от количества выделяемых линейных объектов, обозначенные параметры варьируют, постепенно увеличиваясь от локального к надрегиональному уровню. Шаг увеличения параметров для построения схем относительной удельной плотности также подбирался эмпирически, но в прямой зависимости от шага генерализации ЦМР.

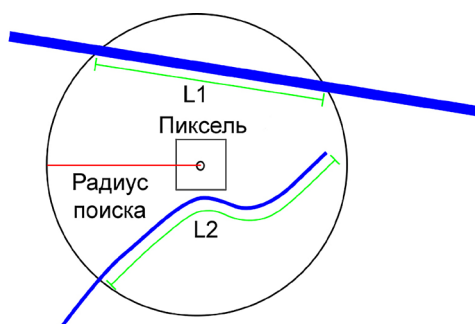


Рис. 3. Алгоритм создания схемы относительной удельной плотности линейных объектов в ГИС: синими линиями показаны линейные объекты; зелёными – части линейных объектов в пределах радиуса поиска (окружности); L1 и L2 – длины частей линейных объектов в пределах радиуса поиска, использованные при расчете значения плотности для обозначенного пикселя.

Помимо отсутствия учета масштабного эффекта в развитии каркаса разрывных нарушений при реализации линеamentного анализа, в контексте прогноза локализации ПИ, приуроченных к разломным структурам, исследователи часто рассматривают все линеamentы, маркирующие зоны разломов, в качестве перспективных областей для обнаружения рудной минерализации. Данный подход в корне неверный, так как системы разномасштабных разрывных структур, относящихся к различным генетическим (кинематическим) типам, формируются на определенных этапах тектогенеза и в зависимости от параметров действовавшего при их заложении напряженно-деформированного состояния (НДС). Исходя из кинематического типа разрывные структуры могут находиться в различных тектонофизических обстановках – от сжатия до растяжения, значительно влиявших на возможность миграции флюидов и отложения богатой рудной минерализации. Соответственно, чтобы восстановить данные обстановки, важно выявить тип каждой структуры. Это возможно сделать только с учетом тектонофизических моделей формирования разломной зоны.

В этой связи необходимо отметить, что, в соответствии с теорией разломообразования Е.М. Андерсона, выделяются три основных типа разломов: сбросы, сдвиги и взбросы (Anderson, 1905). При этом с использованием физико-механических опытов и моделей доказаны два основных механизма разрушения горных пород: отрыв и сдвиг, который может быть продольным и поперечным (Кочарян, 2021). Сдвиги, особенно по протяженным разломам, достаточно легко установить классическими структурными методами, доказав смещение блоков по плоскости разрыва (Кузьмин, 2018). Учитывая реконструированные предшественниками особенности геодинамического развития рассматриваемой территории – проявление аккреционно-коллизийных процессов причинения террейнов БСО к Сибирскому кратону в северо-западном направлении, возможно предполагать преимущественно сдвиговый характер деформаций при заложении протяженных надрегинальных разрывных структур. Очевидно, что данный установленный этап истории геологического развития территории являлся одним из наиболее мощных тектонических событий, которые нашли своё повсеместное отражение в рельефе. Далее, имели место, по разным

оценкам, от одной до трех раннепалеозойских тектоно-магматических активизаций, в рамках которых, наиболее вероятно, не происходило формирование новых структур, а имело место неоднократное подновление (реактивация) ранее заложенных (Митрофанова и др., 2012).

На некотором расстоянии в обе стороны от плоскости сдвига обычно наблюдается структурно ослабленная зона, характеризующаяся повышенной, по сравнению с вмещающим массивом горных пород, плотностью трещин (разрывов), которая снижается по экспоненциальному закону по мере удаления от оси (сместителя) магистрального разрыва (Рац, Чернышев, 1970; Faulkner et al., 2011). Подобные области получили название «зона динамического влияния разлома» (Шерман и др., 1983; Шерман, 2014). Модельные опыты под руководством К.Ж. Семинского показали, что данная зона чаще всего крайне неоднородная, и в её структуре возможно выделить подзоны интенсивной (в обстановке локального растяжения – транстенсии) и пониженной (в обстановке локального сжатия – транспрессии) трещиноватости. Помимо прочего, ширина и свойства зон разломов сильно различаются с глубиной из-за увеличивающихся среднего давления и температуры, а также по простиранию из-за сложной геометрии разлома (Anders, Wiltshko, 1994; Wilson et al., 2003; Faulkner et al., 2018).

Исходя из вышесказанного, для реконструкции условий, в которых находятся установленные разноранговые структуры на определённом этапе тектогенеза, учитывая решающую роль сдвиговых деформаций в процессе миграции флюидов и отложения рудной минерализации, рассмотрены различные тектонофизические модели формирования парагенезиса трещин в зоне крупного (магистрального) сдвига (Riedel, 1929; Гзовский, 1975; Смирнов, 1976; Hancock, 1985). П.Л. Хэнкок приводит наиболее полную сводную схему рядов первичных и вторичных опережающих структур, наблюдаемых в зонах сдвига до образования магистрального разрыва и после его формирования (Hancock, 1985) (рис. 4).

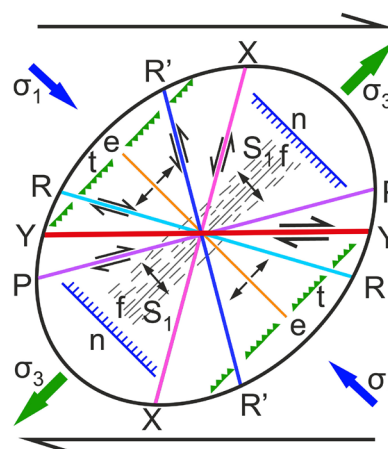


Рис. 4. Парагенезис структурных элементов, образующийся в сдвиговой разломной зоне при простом скалывании, по (Hancock, 1985), на примере правого сдвига: Y (красный) – магистральные сдвиги; R (голубой) и R' (синий) – сопряженные первичные сколы; X (розовый) и P (фиолетовый) – вторичные сколы; e (оранжевый) – отрывы; n (синий) – сбросы; t (зеленый) – взбросы; f – складки; S₁ – кливаж; стрелками показаны: σ_1 (синий) – ось максимального сжатия, σ_3 (зелёный) – ось максимального растяжения.

Данная модель, как наиболее комплексная, использована в нашей работе при интерпретации выделяемых линейментов для реконструкции параметров сдвиговых НДС на различных уровнях генерализации ЦМР. С целью автоматизации процесса классификации линейных объектов разных рангов на основе модели П.Л. Хэнкока применено авторское ПО «Lineament Stress Calculator» (LSC) – автор А.Д. Свечеревский, которое отлично себя зарекомендовало в рамках многочисленных проведенных авторами статьи исследований по реконструкции сдвиговых тектонических напряжений с использованием выделенной линейментной сети в зонах разломов (Минаев и др., 2024a; Минаев и др., 2024b; Устинов и др., 2024a).

После расчёта параметров НДС, действовавших на определённом этапе тектогенеза, важно визуализировать сегменты установленных разрывных структур различного кинематического типа с наибольшей степенью раскрытия и высокими значениями проницаемости. Данная задача может быть решена на основе расчета коэффициента тенденции к сдвигу (μ), позволяющему количественно оценить участки концентрации и рассредоточения деформаций по простиранию предполагаемой разрывной структуры (рис. 5). Коэффициент μ определяется как отношение сдвиговых (τ) к эффективным (σ_n) нормальным напряжениям (Fuchs, Müller, 2001):

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_n}$$

Сдвиговые и эффективные напряжения могут быть рассчитаны по формулам (Jaeger, Cook, 1979):

$$\tau = \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\phi,$$

$$\sigma_n = \frac{S_1 + S_3 - P_f}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos 2\phi,$$

где S_1 – значение напряжений по оси максимального сжатия, S_3 – значение напряжений по оси наименьшего сжатия, P_f – флюидное давление, ϕ – угол между нормалью

к плоскости разрывного нарушения и осью действия напряжения S_1 .

При этом доказано, что наиболее гидравлически активные сегменты разрывных структур обладают $\mu \approx 0,6$ (Jaeger, Cook, 1979; Fuchs, Müller, 2001).

К сожалению, для проведения расчетов в соответствии с приведёнными формулами отсутствует достоверная информация о величинах напряжений и флюидного давления для определенного этапа тектогенеза и связанных с ним геодинамических обстановок развития литосферы. При этом известно, что для формирования протяженного надрегionalного разлома сдвигового типа, отражающего коллизионно-аккреционные процессы, необходима значительная разница между значениями S_1 и S_3 при $S_1 > S_3$ (Зобак, 2018). Учитывая это, значения S_1 и S_3 приняты условно 70 и 20 МПа, соответственно. В таком случае сдвиговые напряжения при установленных значениях угла (ϕ) между нормалью к плоскости разрывного нарушения и осью действия напряжения S_1 достигают 25 МПа, что соответствует усреднённым значениям касательных напряжений для современных обстановок внутриплитного орогенеза и границ литосферных плит (Ребецкий и др., 2009). Кроме того, при таких значениях S_1 и S_3 для используемой выборки объектов расчетные значения коэффициента тенденции к сдвигу составляют от 0 до 0,67. Это значительно упрощает дальнейшую классификацию сегментов разрывных структур по проницаемости. Учитывая, что сегменты разрывных структур в зависимости от значений коэффициента тенденции к сдвигу показывают плавное уменьшение гидравлической активности по мере понижения коэффициента, то при дальнейшей визуализации гидравлически активными определены сегменты структур с коэффициентами μ в интервале от 0,45 до 0,67. Значения флюидного давления не учитывались, ввиду того, что не оказывают существенного влияния на итоговый результат. По модельным расчётам Ю.Л. Ребецкого флюидное давление отличается от литостатического

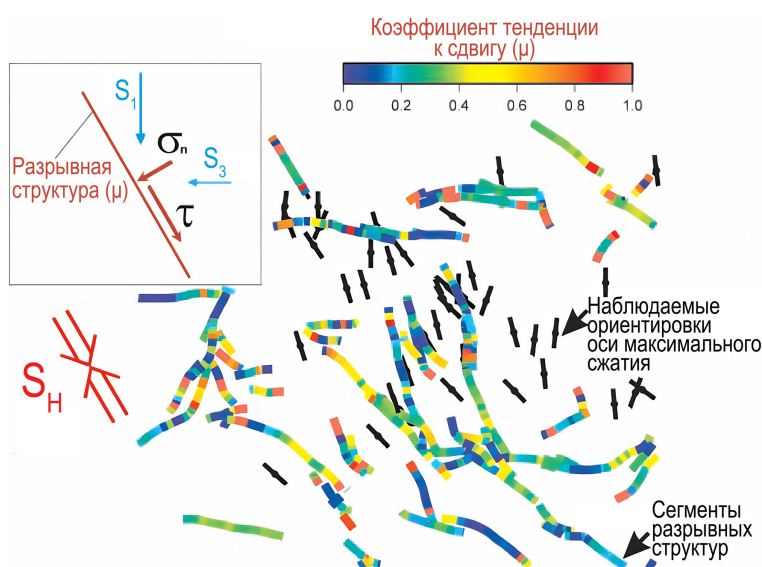


Рис. 5. Общая схема определения коэффициента тенденции к сдвигу (μ) на основе комбинации ориентировок региональных анизотропных напряжений (черные символы – ориентировка оси максимального сжатия) с ориентировками сегментов разрывных структур с расчетом отношения сдвигового (τ) к нормальному напряжению (σ_n) для сегментов разломов (Fuchs, Müller, 2001): S_1 – ось максимального сжатия, S_2 – ось минимального сжатия, S_3 – региональная ориентировка оси максимального сжатия. Желтым и оранжевым цветами указаны сегменты, демонстрирующие наибольшую степень гидравлической активности.

для современных областей внутриплитного орогенеза в 0,6–0,8 раз (Ребецкий, 2008).

В рамках мультимасштабного подхода проводится выделение линеаментов и их тектонофизическая интерпретация. Это позволяет выявить параметры НДС, характерные для определенного этапа тектогенеза, и в установленных геодинамических условиях визуализировать наиболее гидравлически активные сегменты разломов на основе расчета коэффициента тенденции к сдвигу. Результатом являются комплексные структурно-тектонофизические ППМ локализации рудной минерализации, которые представляются в виде наглядных схем.

Среди множества подходов к прогнозируемому моделированию, для визуализации основных тектонофизических критериев размещения рудной минерализации в связи с выявленными разноранговыми разломными зонами, с учетом их кинематики, применен один из наиболее эффективных и широко используемых в металлогеническом картировании, прогнозе и поиске месторождений ПИ методов – создание весовой ППМ (Franca-Rocha, et al., 2003; Carranza, 2004; Porwal et al., 2010; Shahi, Rouhani, 2014). Данные модели базируются на статистических алгоритмах, которые позволяют определить условную вероятность наличия объекта в конкретном участке земной поверхности на основе пространственно визуализированных критериев и их корреляции с уже известными (эталонными) рудными объектами.

Основным принципом создания весовых ППМ является выделение факторов (критериев), которые в данном исследовании определяются степенью гидравлической активности сегментов разрывных структур на определенном этапе тектогенеза и имеют наибольшую значимость для концентрации ПИ. После выделения значимых пространственных критериев проводится их статистический анализ и оценка влияния каждого из них на вероятность наличия известных рудных объектов – определение значений коэффициентов веса. Эти данные затем объединяются в единую модель, которая позволяет определить условную вероятность наличия рудного объекта в конкретном участке земной поверхности. Весовые ППМ являются крайне эффективным инструментом прогноза, так как они позволяют объединять разнородные типы данных (геологические, геохимические, геофизические и другие) и выявлять скрытые связи между ними (Гитис и др., 2013). Это осуществляется за счет процедуры нормирования, то есть приведения шкалы значений пространственных критериев, которые находятся в различных интервалах для разнородных данных, отличающихся друг от друга иногда на порядки, к значениям от 0 до 1 для корректного их сравнения и интеграции в итоговую модель.

Результаты

Выделение линеаментов по мере последовательного занижения пространственного разрешения ЦМР позволило подчеркнуть особенности эволюции каркаса разноранговых разрывных структур в горизонтальной плоскости от локального до надрегионального уровня с учетом площади исследования. Очевидно, что при таком подходе будет наблюдаться уменьшение количества выделяемых объектов с увеличением средней длины

линеамента, что для рассматриваемой обширной территории составило от 382866 шт. объектов со средней длиной 616 метров на самом локальном уровне до 254 шт. объектов со средней длиной 19127 м на крайнем установленном надрегиональном уровне (рис. 6). Шаг генерализации от исходного пространственного разрешения ЦМР (30 метров на пиксель) постоянный и составляет в 2 (60 метров на пиксель), в 4 (120 метров на пиксель), в 6 (180 метров на пиксель), в 8 (240 метров на пиксель) и так далее раз до значения ухудшения исходного разрешения в 30 (900 метров на пиксель) раз (№ 1–16 на рис. 6). Далее, при анализе получаемых роз-диаграмм ориентировок выделяемых линеаментов, с учетом обособления единственной системы структур, сделан вывод об окончательном переходе на надрегиональный уровень. Для проверки данного вывода добавлены результаты выделения линеаментов для ЦМР, пространственное разрешение которой ухудшено в 40 (1200 метров на пиксель) и 50 (1500 метров на пиксель) раз (№ 17, 18 на рис. 6). Дальнейшее ухудшение пространственного разрешения ЦМР не имеет смысла, так как количество выделяемых линейных объектов в пределах исследуемой площади становится критически малым для статистической обработки и тектонофизической интерпретации.

Как видно из рисунка 6, на самых локальных уровнях развитие получила субширотная генерация структур при некотором разбросе в ориентировках от неё менее протяженных линеаментов, вероятно, маркирующих оперяющие главный структурный тренд системы мега-трещин (№ 1–2 на рис. 6). При переходе на более низкие масштабные уровни наблюдается постепенное исчезновение субширотной и повсеместное развитие северо-западной и северо-восточной систем линеаментов (№ 3–6 на рис. 6). На более региональных уровнях генерализации ЦМР максимальное развитие получает система северо-восточного простирания, которая субпараллельна границе БСО и Сибирской платформы (№ 7–18 на рис. 6). Наиболее вероятно, что по протяженным разрывам данной системы происходили основные сдвиговые деформации в рамках аккреционно-коллизийных процессов. Также, помимо основной северо-восточной генерации надрегиональных разрывов на розах-диаграммах высоких масштабных уровней прослеживаются менее проявленные системы север-северо-западного и субмеридионального простираний. Для их классификации и определения кинематического типа необходимо провести тектонофизическую интерпретацию парагенезиса всех структур в зоне магистрального сдвига.

Схемы относительной удельной плотности выделенных линеаментов различных рангов (с учетом средней длины и количества), построенные при различных эмпирически подобранных параметрах размера пикселя и радиуса поиска в зависимости от уровня генерализации ЦМР, при предварительном визуальном анализе демонстрируют неоднородное пространственное распределение объектов (рис. 7). Схемы цветовой шкалой от синего к красному демонстрируют области от минимальной до максимальной плотности линейных объектов, косвенно отражающих проявления различных по интенсивности деформаций.

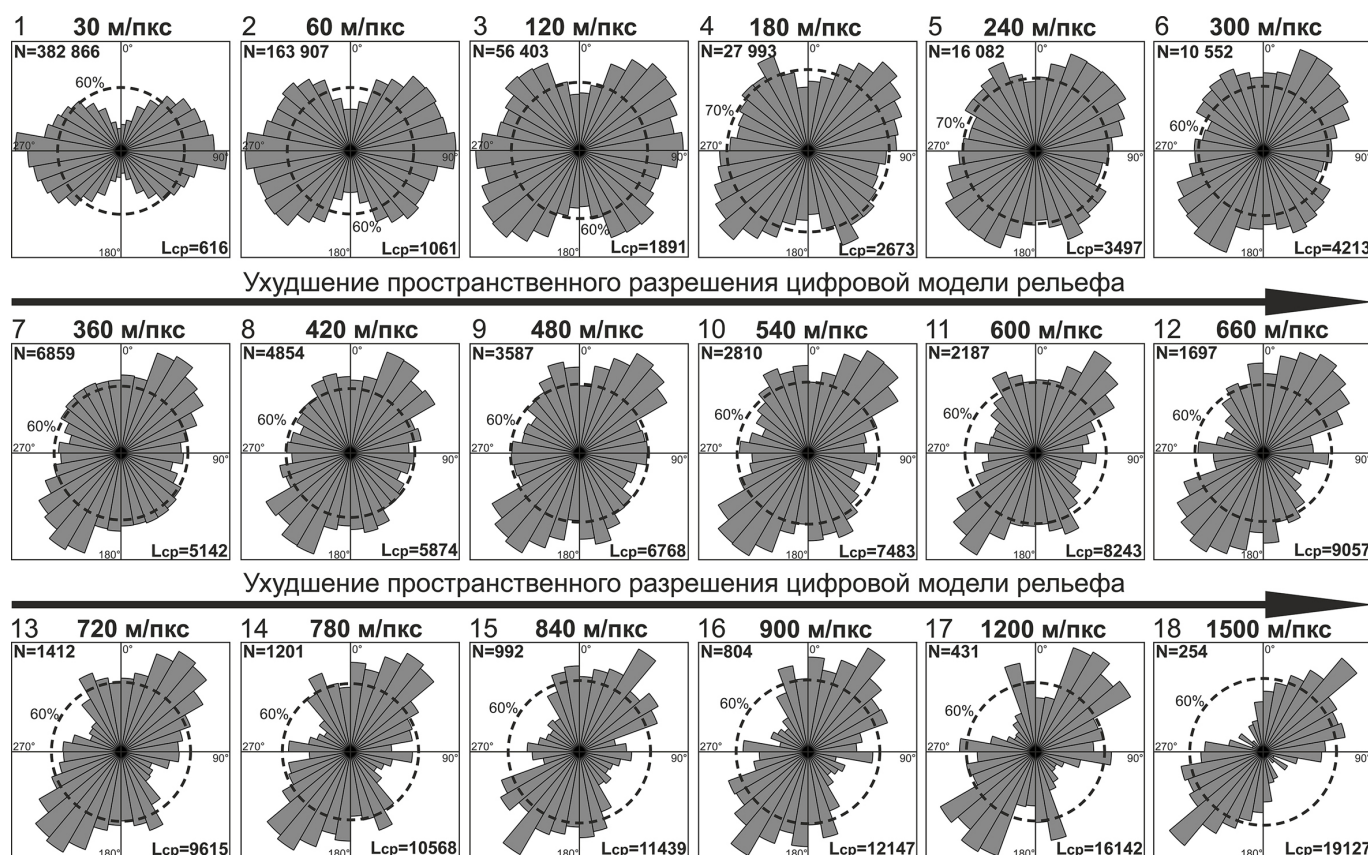


Рис. 6. Розы-диаграммы азимутов простираения с учетом длин, количества и средней длины автоматически выделенных линейментов на каждом шаге последовательного искусственного занижения пространственного разрешения ЦМР (№ 1-18): N – количество выделенных линейментов (прямолинейных сегментов-отрезков); Lcp – средняя длина выделяемых прямолинейных сегментов линейментов в метрах; м/пкс – пространственное разрешение ЦМР – метров на пиксель.

С целью выявления объективных более тесных связей между плотностью линейментов, выделенных на различных уровнях генерализации ЦМР, для растровых изображений созданных схем относительной удельной плотности линейментов проведён корреляционный анализ (табл. 1).

Даже принимая во внимание тот факт, что схемы относительной удельной плотности линейментов создавались при различных параметрах значений пикселя и радиуса поиска, между сравниваемыми растрами прослеживается устойчивая корреляционная зависимость, которая позволяет более определенно отнести выделенные разноранговые линейменты и маркируемые ими разрывные структуры к конкретному масштабному уровню. Так, схемы плотности, построенные для линейментов, выделенных по ЦМР с пространственным разрешением 30, 60, 120, 180, 240, 300, 360 и 420 метров на пиксель (№ 1–8 в табл. 1 и на рис. 6, 7), демонстрируют сильную корреляцию и могут быть отнесены к локальному масштабному уровню. Номера схем плотности линейментов от 9 до 14 в таблице 1 и на рисунках 6 и 7, выделенных по ЦМР с пространственным разрешением 480, 540, 600, 660, 720 и 780 метров на пиксель, соответственно, также демонстрируют между собой сильную корреляцию, что позволяет отнести их к следующему – региональному масштабному уровню. При этом растры схем плотности линейментов локального и регионального масштабных уровней между собой показывают среднюю силу корреляции, что говорит о некоторой степени их взаимосвязи и унаследованности

структур. При переходе к надрегиональным уровням созданные схемы плотности с номерами 15 и 16 в таблице 1 и на рисунках 6 и 7 для линейментов, выделенных по ЦМР с пространственным разрешением 840 и 900 метров на пиксель, характеризуются между собой и относительно других более локальных уровней слабой корреляцией. Самые высокие масштабные уровни (№ 17, 18 в табл. 1 и на рис. 6, 7) для линейментов, выделенных с использованием ЦМР пространственного разрешения 1200 и 1500 метров на пиксель, по отношению ко всем другим уровням демонстрируют отсутствие корреляционных связей, а между собой характеризуются крайне слабой корреляцией. Высокие уровни выделения линейментов, вероятно, отражают развитие отдельных надрегиональных разрывных структур разной протяженности, которые играли роль аккреционных швов и межблоковых границ, что подтверждается отсутствием или наличием слабых корреляционных связей между собой и со структурами более низких рангов.

Дальнейшим важным шагом в контексте прогноза рудной минерализации и восстановления геодинамической эволюции территории по структурно-геоморфологическим признакам являлась реконструкция ориентировок осей сжатия и растяжения сдвиговых НДС, а также определение кинематического типа предполагаемых разрывных разноранговых структур в соответствии с моделью П.Л. Хэнкока (рис. 8). Так как на всех розах-диаграммах от надрегиональных до локальных (за исключением самых локальных) масштабных уровней однозначно

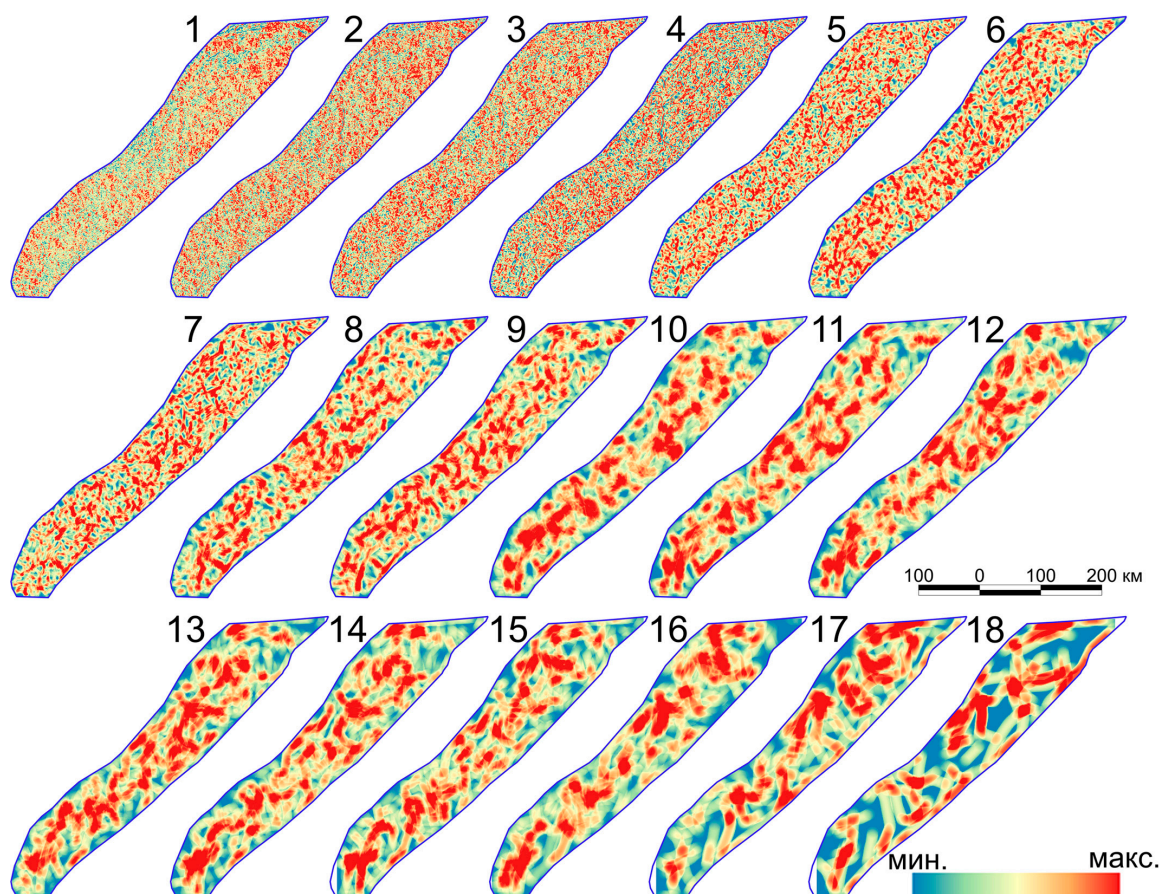


Рис. 7. Схемы относительной удельной плотности для линейаментов, выделенных на различных масштабных уровнях генерализации ЦМР (№ 1-18): 1 – 30 м/пкс; 2 – 60 м/пкс; 3 – 120 м/пкс; 4 – 180 м/пкс; 5 – 240 м/пкс; 6 – 300 м/пкс; 7 – 360 м/пкс; 8 – 420 м/пкс; 9 – 480 м/пкс; 10 – 540 м/пкс; 11 – 600 м/пкс; 12 – 660 м/пкс; 13 – 720 м/пкс; 14 – 780 м/пкс; 15 – 840 м/пкс; 16 – 900 м/пкс; 17 – 1200 м/пкс; 18 – 1500 м/пкс. м/пкс – пространственное разрешение ЦМР – метров на пиксель.

основным структурным трендом является система северо-восточного простирания (рис. 6), то при интерпретации разломы данной генерации рассмотрены в качестве магистральных. В этом случае оси сжатия демонстрируют восток-северо-восточные и субширотные ориентировки (№ 3–18 на рис. 8). Ось растяжения ортогональна данным направлениям. При этом сами северо-восточные надрегиональные разрывы являются правыми сдвигами. Такая ситуация, наиболее вероятно, отвечает установленным обстановкам косого причленения террейнов БСО к Сибирскому кратону на период аккреционно-коллизиионных процессов.

Следующей менее протяженной системой разрывов, проявляющейся исключительно на высоких региональных и надрегиональных масштабных уровнях (№ 11, 13–17 на рис. 8), является генерация структур север-северо-западного простирания. Учитывая, что ориентировка данных разрывных нарушений с учетом применённой модели сдвиговых деформаций совпадает с ориентировкой оси растяжения, логично предположить, что они формируют взбросы. Наличие протяженных региональных взбросов данных ориентировок в пределах рассматриваемой территории отмечалось многими исследователями и учтено при построении геологических схем (Иванов и др., 1982).

На средних масштабных уровнях, помимо прочего, ярко выражены структуры северо-западной ориентировки (№ 3–6 на рис. 8), которые, по результатам ранее

проведенных работ, выделялись исключительно по геоморфологическим признакам рельефа и результатам интерпретации геофизических данных. Они также хорошо согласуются с реконструированными параметрами сдвигового НДС и закладывались как вторичные (анти-тетические) левые сдвиги относительно магистральных северо-восточных структур. Аналогичный кинематический тип для рассматриваемых структур установлен в результате полевых наблюдений, проведенных ранее (Ковешников и др., 1989).

Отдельно необходимо отметить тектонофизические реконструкции, проведенные для линейаментов, выявленных на самых локальных масштабных уровнях при пространственном разрешении ЦМР 30 (исходное разрешение) и 60 метров на пиксель (№ 1–2 на рис. 8). Как уже отмечалось, на данных уровнях развита преимущественно субширотная система предполагаемых разрывных структур с небольшим разбросом в углах от неё других, менее проявленных, систем. Выявленные структуры данных масштабных уровней с одной стороны могли являться опережающими мегатрещинами для более протяженных структур высоких рангов, при этом тренды установленных протяженных разрывов (северо-восточные и северо-западные) могут не получить развития на рассматриваемом локальном уровне и, соответственно, не отражаться на розах-диаграммах, а с другой стороны – формировать собственную систему магистральных сдвигов

	Локальный уровень								Региональный уровень						Надрегиональный уровень			
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	1,00	0,97	0,88	0,88	0,92	0,88	0,87	0,80	0,77	0,65	0,65	0,67	0,66	0,67	0,53	0,50	0,09	0,03
2	0,97	1,00	0,91	0,88	0,89	0,87	0,86	0,80	0,78	0,66	0,65	0,66	0,66	0,67	0,52	0,50	0,10	0,03
3	0,88	0,91	1,00	0,85	0,81	0,80	0,79	0,77	0,77	0,67	0,67	0,64	0,67	0,66	0,51	0,49	0,09	0,03
4	0,88	0,88	0,85	1,00	0,84	0,81	0,81	0,75	0,76	0,62	0,61	0,63	0,62	0,64	0,50	0,49	0,10	0,03
5	0,92	0,89	0,81	0,84	1,00	0,89	0,90	0,82	0,76	0,64	0,63	0,67	0,65	0,67	0,53	0,51	0,09	0,03
6	0,88	0,87	0,80	0,81	0,89	1,00	0,99	0,79	0,73	0,62	0,61	0,65	0,63	0,65	0,51	0,49	0,08	0,03
7	0,87	0,86	0,79	0,81	0,90	0,99	1,00	0,79	0,74	0,63	0,61	0,65	0,63	0,65	0,51	0,50	0,08	0,03
8	0,80	0,80	0,77	0,75	0,82	0,79	0,79	1,00	0,79	0,62	0,61	0,63	0,62	0,63	0,50	0,43	0,13	0,04
9	0,77	0,78	0,77	0,76	0,76	0,73	0,74	0,79	1,00	0,84	0,83	0,84	0,84	0,84	0,50	0,53	0,08	0,03
10	0,65	0,66	0,67	0,62	0,64	0,62	0,63	0,62	0,84	1,00	0,87	0,86	0,86	0,85	0,54	0,43	0,05	0,03
11	0,65	0,65	0,67	0,61	0,63	0,61	0,61	0,61	0,83	0,87	1,00	0,86	0,84	0,85	0,53	0,43	0,05	0,03
12	0,67	0,66	0,64	0,63	0,67	0,65	0,65	0,63	0,84	0,86	0,86	1,00	0,86	0,83	0,57	0,48	0,05	0,03
13	0,66	0,66	0,67	0,62	0,65	0,63	0,63	0,62	0,84	0,86	0,84	0,86	1,00	0,85	0,55	0,44	0,05	0,03
14	0,67	0,67	0,66	0,64	0,67	0,65	0,65	0,63	0,84	0,85	0,85	0,83	0,85	1,00	0,58	0,48	0,07	0,03
15	0,53	0,52	0,51	0,50	0,53	0,51	0,51	0,50	0,50	0,54	0,53	0,57	0,55	0,58	1,00	0,59	0,05	0,07
16	0,50	0,50	0,49	0,49	0,51	0,49	0,50	0,43	0,53	0,43	0,43	0,48	0,44	0,48	0,59	1,00	0,05	0,04
17	0,09	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08	0,08	0,13	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	1,00	0,28
18	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,04	0,28	1,00

Табл. 1. Коэффициент корреляции между схемами относительной удельной плотности для линейных элементов, выделенных на различных масштабных уровнях генерализации ЦМР (номера на рис. 6, 7). Цвета: темно-зеленый – сильная корреляция; ярко-зеленый – корреляция средней силы; болотно-зеленый – слабая корреляция; розовый – крайне слабая корреляция; белый – отсутствие корреляции.

соответствующего низкого ранга, функционировавших в рамках последующих этапов, связанных с тектономагматическими активизациями территории. Поэтому для каждого из указанных уровней проведены дополнительные реконструкции, где в качестве магистральных структур выступают выявленный региональный северо-восточный тренд (№ 16, 26 на рис. 8) или субширотные структуры (№ 1а, 2а на рис. 8). При рассмотрении регионального северо-восточного тренда в качестве магистрального разрыва для данных локальных уровней выявлены параметры, аналогичные тем, которые установлены для региональных и надрегиональных уровней. Они характеризуются восток-северо-восточной ориентировкой оси сжатия. Региональные структуры являются правыми сдвигами, а субширотные тренды закладывались как антитетические первичные сколы (№ 16, 26 на рис. 8). При рассмотрении структур субширотной ориентировки в качестве магистральных сдвигов для двух обозначенных масштабных уровней выявляются различные ориентировки главных осей НДС. На самом локальном уровне при сдвиговых деформациях в качестве магистральных структур субширотные разрывы представляют собой левые сдвиги с северо-восточной ориентировкой оси сжатия (№ 1а на рис. 8). На следующем более высоком уровне данные разрывы являются правыми сдвигами при северо-западной ориентировке оси сжатия (№ 2а на рис. 8).

Учитывая проведенные реконструкции, можно предположить, что локальные субширотные разрывы на начальных этапах закладывались либо как трещины отрыва, либо в качестве первичных антитетических сколов в зонах региональных магистральных северо-восточных аккреционных швов, характеризующихся правосдвиговыми смещениями. При дальнейших процессах тектономагматической активизации территории субширотные структуры могли развиваться как левые, а затем как правые сдвиги в результате инверсии параметров НДС. Соответственно, данные структуры на протяжении всей зафиксированной с помощью предложенного подхода тектонической истории (поздний докембрий – ранний палеозой) находились в наиболее благоприятных для миграции флюидов условиях. Большинство исследователей также отмечает важную роль разломов рассматриваемой ориентировки в локализации рудной минерализации, что подтверждается приуроченностью рудных скоплений большинства изученных месторождений на площади преимущественно к непротяженным разрывам субширотного простирания (Макарьев и др., 2010; Митрофанова и др., 2012; Иванов и др., 1982; Шманкевич и др., 1983).

Подводя итог вышесказанному представляется возможным выделить основные, наиболее проявленные, этапы тектогенеза в пределах исследуемой территории.

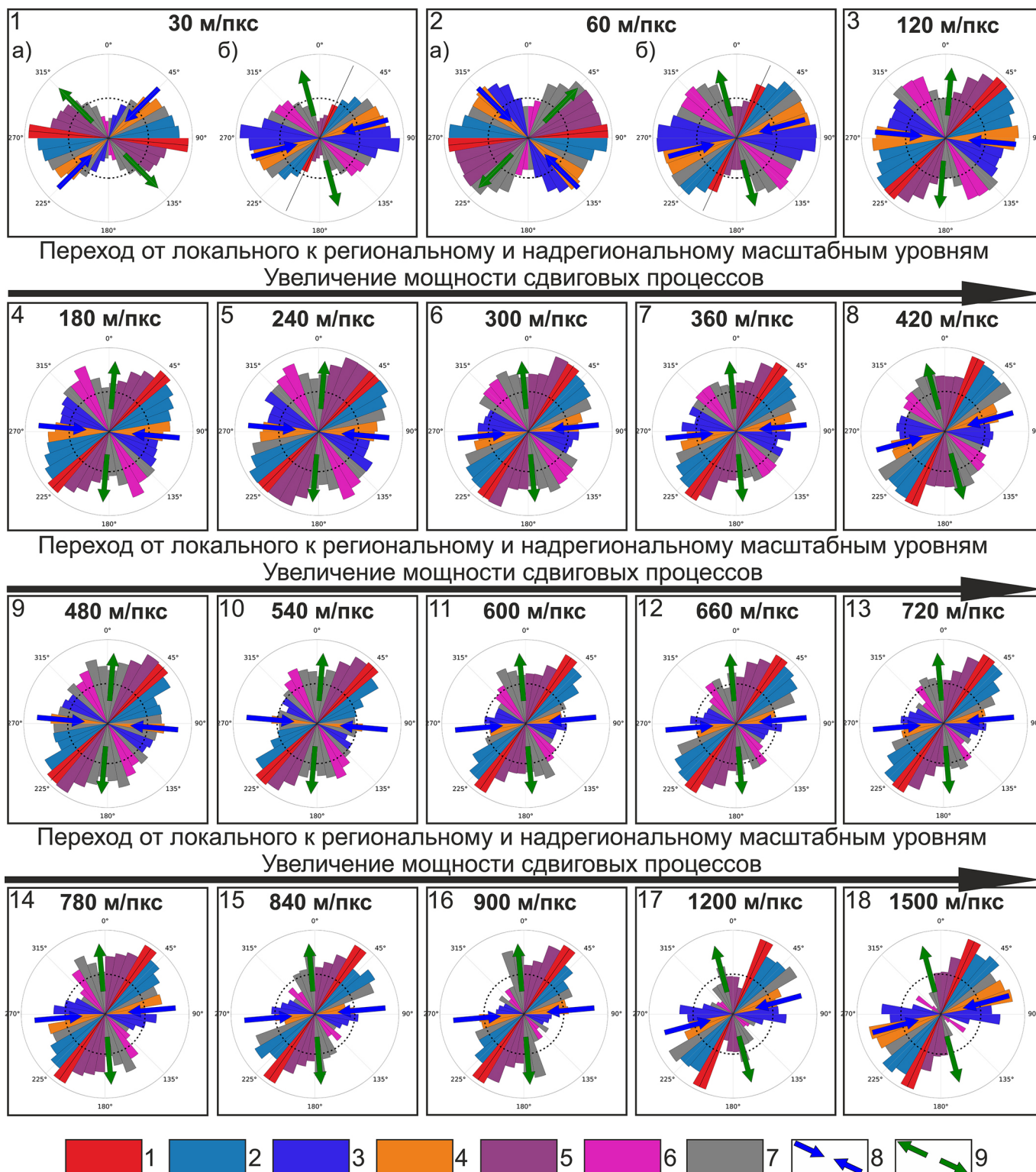


Рис. 8. Тектонофизическая интерпретация пространственного положения линейментов, выделенных на различных уровнях генерализации ЦМР (№ 1–18), на основе модели сдвига П.Л. Хэнкока с помощью ПО LSC. 1 – магистральные разломы, 2 – первичные синтетические сколы, 3 – первичные антитетические сколы, 4 – отрывы, 5 – вторичные синтетические сколы, 6 – вторичные антитетические сколы, 7 – неидентифицированные линейменты, 8 – ориентировка оси максимального сжатия, 9 – ориентировка оси максимального растяжения. м/пкс – пространственное разрешение ЦМР – метров на пиксель.

I) Первый этап характеризуется субширотной – восток-северо-восточной ориентировкой оси максимального сжатия, при этом протяженные региональные и надрегиональные магистральные структуры северо-восточного простирания функционировали как правые сдвиги. Также на данном этапе происходит заложение региональных взбросов север-северо-западного и субмеридионального простираний, в соответствии с осью максимального растяжения. Помимо прочего, формируются менее протяженные, по сравнению с обозначенными структурами, северо-западные разрывы, как вторичные антитетические сколы с левосторонней сдвиговой кинематикой. Данные параметры НДС реконструируются для всех предполагаемых структур на всех установленных масштабных уровнях и, соответственно, отвечают наиболее мощным сдвиговым процессам, проявленным повсеместно в пределах рассматриваемой площади. Эти процессы могут быть сопоставимы исключительно с установленными аккреционно-коллизийными событиями приращения террейнов БСО к Сибирскому кратону, имевшему место в конце позднего докембрия (Гусев, Хаин, 1995; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2013; Станевич и др., 2007; Чугаев и др., 2018; Никишин и др., 2010).

II) Второй этап, наиболее вероятно, связан с тектономагматической активизацией территории в раннем палеозое и проявлен исключительно на самом локальном из выявленных масштабных уровней, что говорит о значительно меньшей, по сравнению с предыдущим этапом, интенсивности деформаций (в масштабе исследуемой площади). Ось максимального сжатия характеризовалась северо-восточной ориентировкой, при этом заложенные на предыдущем этапе как отрывы и первичные антитетические сколы субширотные разрывы испытали активизацию и функционировали как левые сдвиги с соответствующим парагенезисом оперяющих мегатрещин более низких рангов.

III) Заключительный из установленных этапов выделен на близком к предыдущему локальному масштабном уровне и связан с дальнейшими сдвигами по субширотным структурам с инверсией параметров НДС. Субширотные разрывы представляли собой уже правые сдвиги при северо-западной ориентировке оси максимального сжатия. Дополнительным критерием отнесения данного этапа к заключительным является установленный в результате геологического картирования факт наличия относительно молодых смещающих рудные тела локальных надвигов, происходивших в северо-западном направлении к Сибирскому кратону (Макарьев и др., 2010; Митрофанова и др., 2012), которые могли сформироваться при таких реконструированных параметрах НДС, а именно – северо-восточной ориентировке оси максимального растяжения.

На основе расчета коэффициента тенденции к сдвигу, с учетом реконструированных ориентировок главных осей сжатия и растяжения, возможно визуализировать наиболее гидравлически активные (условно проницаемые) сегменты разрывных структур на выделенных этапах тектогенеза, по мощности проявления охвативших установленные разномасштабные структурно-тектонические уровни в пределах территории (рис. 9).

Самый ранний из восстановленных, наиболее ярко проявленный этап, реконструированный для всех

масштабных уровней и связанный с аккреционно-коллизийными процессами, характеризуется преимущественно северо-восточными и северо-западными проницаемыми структурами (№ 1б, 2б, 3–18 на рис. 9), первые из которых представляют собой правосторонние магистральные сдвиги, а вторые – левые первичные и/или вторичные антитетические сколы. На рисунке 9 при расчетах учтены только разрывы, отражающие максимальную степень сдвиговых деформаций. Важно отметить, что структуры отрыва, несмотря на их гораздо меньшее количество и значительно более слабое проявление в пределах площади на региональных и надрегиональных масштабных уровнях, что естественно в соответствии с лабораторными опытами по сдвигу и известными тектонофизическими моделями, также обладают значительной степенью раскрытия и, соответственно, тоже формируют проницаемые зоны. На первом этапе данные структуры имеют близкособширотные ориентировки.

На втором и третьем этапах, несмотря на обратные картины в ориентировках осей максимального сжатия и растяжения, структурами, характеризующимися наибольшими значениями проницаемости являлись разрывы субширотного и субмеридионального простираний (№ 1а, 2а на рис. 9). Отсюда следует, что надрегиональные разломы северо-восточной ориентировки, влияние которых прослеживается на всех масштабных уровнях, могли выступать в качестве глубинных магмо- и флюидоподводящих структур, а также, соответственно, и рудоподводящих, возможно, частично рудовмещающих, в процессе аккреции террейнов БСО к Сибирскому кратону, а субширотные структуры, в соответствии с проведенными реконструкциями, закладывались в качестве мегатрещин отрыва, а затем функционировали как сдвиги в процессе дальнейших активизаций территории, являясь рудо локализирующими (рудовмещающими).

Конечным итогом работы стала комплексная визуализация результатов в ГИС в виде схем областей, демонстрирующих различную гидравлическую активность на установленных этапах тектогенеза в зависимости от пространственного положения и сближенности сегментов разрывных структур с определенными значениями коэффициента тенденции к сдвигу, и их сопоставление с положением известных (эталонных) рудных объектов. Данную задачу возможно решить на основе создания схем относительных удельных плотностей линейных объектов, но, помимо размера пикселя и значения радиуса поиска, использовался дополнительный параметр – значение веса каждого объекта, определяющееся значением коэффициента тенденции к сдвигу. Это позволило оценить роль каждого масштабного уровня, этапа и их совокупного проявления в процессе рудогенеза, а также послужило основанием для создания комплексных ППМ для рассматриваемой территории (рис. 10).

Для первого этапа тектогенеза с целью определения роли разноранговых разрывов в процессе локализации оруденения, учитывая мощность отражаемых им процессов, модели создавались как отдельно для каждой из масштабных групп выделенных разрывных структур – локального, регионального и надрегионального уровней (рис. 10А–В и табл. 1), так и комплексно для всех групп (рис. 10Г).

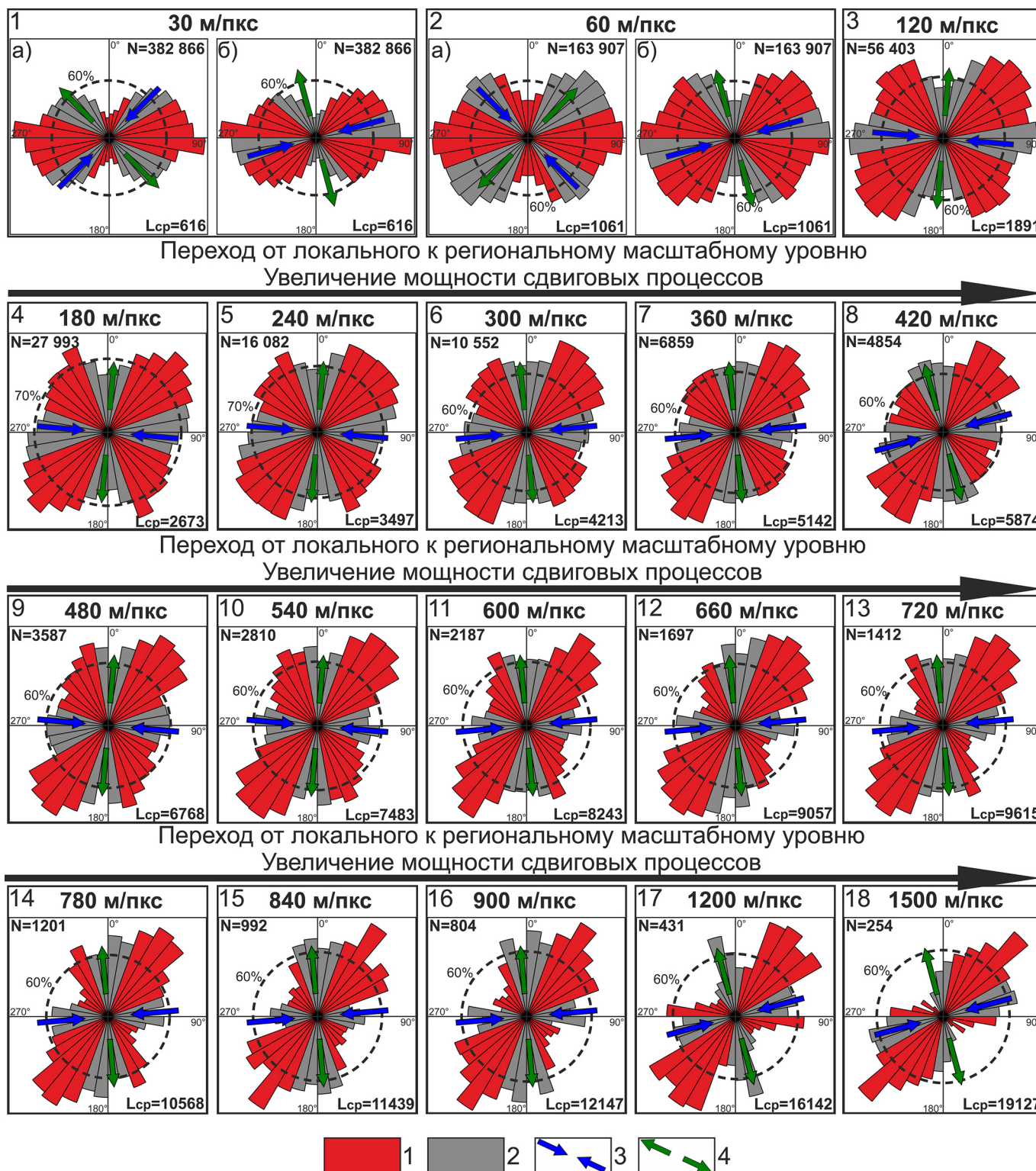


Рис. 9. Визуализация на основе роз-диаграмм ориентировок гидравлически активных сегментов разрывных структур, выделенных на различных уровнях генерализации ЦМР, с учетом реконструированных параметров НДС (№ 1–18). 1 – условно гидравлически активные сегменты разрывных структур, 2 – условно непроницаемые сегменты разрывных структур, 3 – ориентировка оси максимального сжатия, 4 – ориентировка оси максимального растяжения; N – количество выделенных линементов (прямолинейных сегментов-отрезков); Lcp – средняя длина выделяемых линементов в метрах; м/пкс – пространственное разрешение ЦМР – метров на пиксель.

Дальнейшие реконструированные этапы отличаются гораздо меньшей степенью проявления и зафиксированы исключительно на отдельно взятых шагах генерализации ЦМР, поэтому для них строились единые ППМ, отражающие распределение проницаемых структур соответствующего ранга, сформированных в течение рассматриваемого этапа (рис. 10Д, Е). Также проведена комбинированная визуализация и оценка совместного влияния гидравлически активных структур, сформированных на различных этапах тектогенеза – на первом и втором (рис. 10Ж), первом и третьем (рис. 10З), первом и третьем (рис. 10И). Комбинация структур второго и третьего этапов тектогенеза проводилась, но не дала значимого количества совпадений с положением эталонных рудных объектов, поэтому она не представлена на рисунке 10. Помимо прочего, создана ППМ проницаемых структур, развивавшихся на всех выделенных этапах тектогенеза (рис. 10И).

Статистическое сопоставление полученных схем с положением известных рудных объектов позволило оценить в процентах точность созданных ППМ для каждого этапа и масштабного уровня. Точность моделей структурной проницаемости разломов, образованных на первом этапе тектогенеза, снижается с увеличением масштаба. На локальном уровне она составляет 66%, на региональном – 51%, а на надрегиональном – 40% (рис. 10А–В). Это значит, что известные рудные объекты тяготеют в большей степени к областям сближения раскрытых непротяженных структур локального, а не регионального или надрегионального, уровней. Несмотря на это, значение 66% является недостаточно значимым для формулирования дальнейших прогнозных предположений о локализации оруденения в пределах площади. При этом комплексная модель локализации проницаемых структур в рамках первого этапа тектогенеза, охватывающая все выявленные

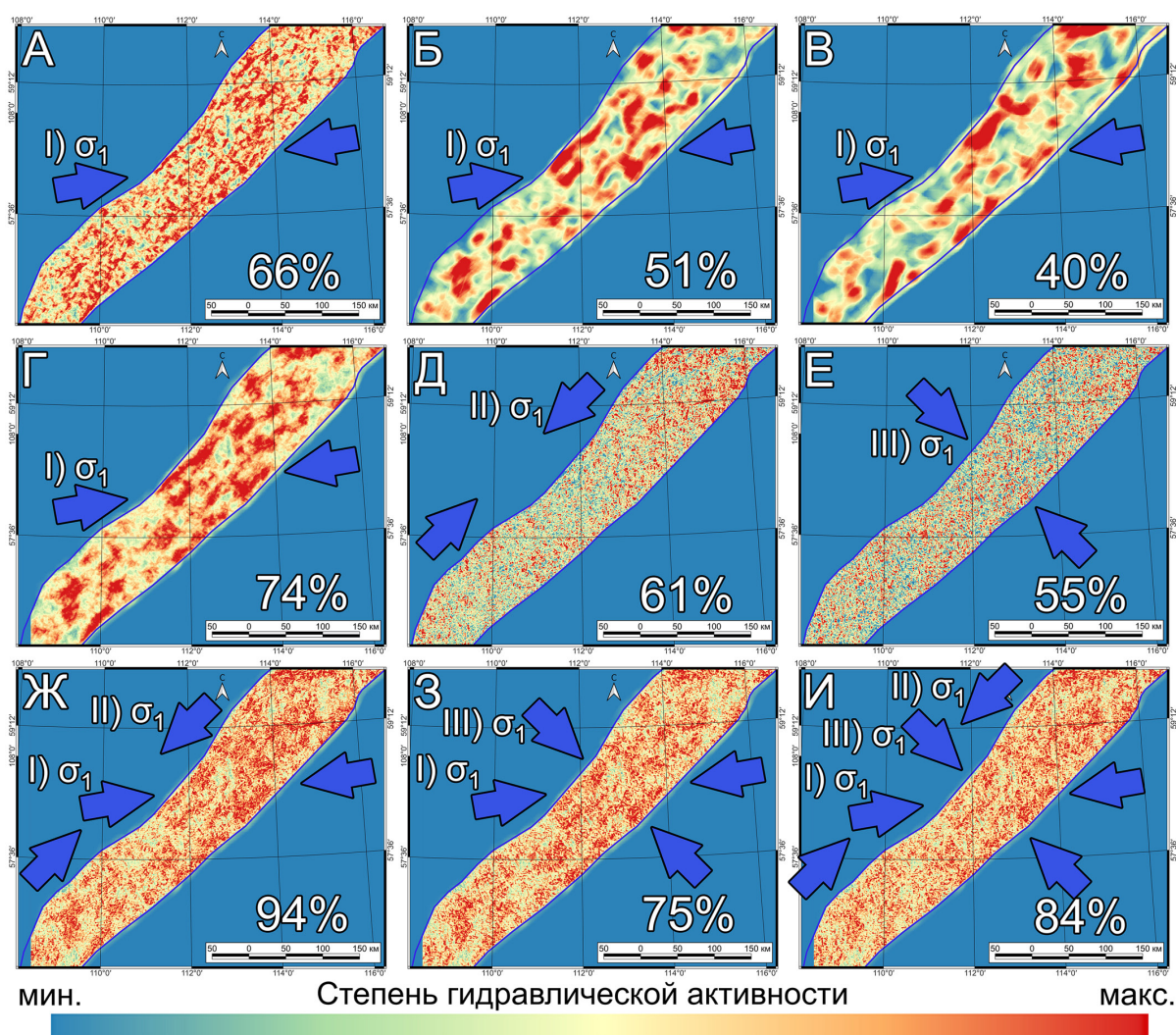


Рис. 10. Весовые прогнозно-поисковые модели с оценкой их точности, созданные на основе визуализации гидравлически активных сегментов разномасштабных разрывных структур с учетом параметров выявленных этапов тектогенеза: А – разрывных структур локального масштабного уровня на первом этапе тектогенеза; Б – разрывных структур регионального масштабного уровня на первом этапе тектогенеза; В – разрывных структур надрегионального масштабного уровня на первом этапе тектогенеза; Г – разрывных структур всех масштабных уровней на первом этапе тектогенеза; Д – разрывных структур соответствующего локального масштабного уровня на втором этапе тектогенеза; Е – разрывных структур соответствующего локального масштабного уровня на третьем этапе тектогенеза; Ж – разрывных структур на первом и втором этапах тектогенеза; З – разрывных структур на первом и третьем этапах тектогенеза; И – разрывных структур всех выявленных этапов тектогенеза. Значения процентов указывают на оценённую точность модели на основе сравнения с эталонными рудными объектами.

масштабные уровни, демонстрирует более высокое значение в 74% (рис. 10Г). Отсюда следует, что первый этап тектогенеза в целом играл как рудоподготовительную роль, так и рудолокализирующую, за счет развития парагенезиса разномасштабных структур, когда рудоносный флюид проникал в приповерхностные участки по протяженным глубинным разломам и распределялся в значительно менее протяженных оперяющих разрывах на фоне аккреционно-коллизийных процессов.

ППМ для второго и третьего этапов тектогенеза, связанных с преимущественным развитием субширотных разрывов, выделенных на отдельных, исключительно самых локальных, масштабных уровнях, при сопоставлении с рудными объектами получили оценку точности в 61 и 55%, соответственно (рис. 10Д, Е). Можно сделать вывод, что данные процессы по отдельности слабо влияли на локализацию оруденения в пределах площади.

Однако созданные комплексные модели, включающие комбинацию первого и второго (рис. 10Ж), первого и третьего (рис. 10З), а также всех выделенных трёх этапов тектогенеза (рис. 10И), демонстрируют оценённую точность в 94, 75 и 84%, соответственно. Из этого следует, что тектонические процессы первого и второго этапов оказали наиболее существенное влияние на локализацию оруденения. Третий этап, как и предполагалось ранее, скорее всего, связан с формированием надвигов в северо-западном направлении к Сибирскому кратону. Данный этап является более молодым и, наиболее вероятно, в процессе миграции рудоносных флюидов роли практически не играл, лишь приводя к некоторому смещению сформированных ранее рудных тел. Это подтверждается тем, что для комплексной ППМ (рис. 10И), отражающей все этапы тектогенеза, учет сдвиговых параметров третьего этапа приводит к занижению точности по сравнению с моделью, включающей исключительно сдвиговые процессы первого и второго этапов тектогенеза (рис. 10Ж).

Обсуждение результатов

В рамках представленного исследования сформулирован, разработан и впервые представлен подход последовательного автоматического выявления разноранговых линейментов, отражающих разрывные структуры различных масштабных уровней, на основе использования ЦМР, а также их тектонофизической исторической интерпретации в контексте прогноза оруденения в соответствии с характеристиками проницаемости сегментов разломов, в зависимости от параметров НДС на определенном этапе тектогенеза и кинематического типа каждой структуры. Работа выполнена для обширной территории западной части БПП, характеризующейся наиболее яркими общими чертами тектонического развития. Несмотря на полученные значимые результаты, данный подход у специалистов может вызвать ряд вопросов, которые нуждаются в пояснении.

Выделенные по рельефу линейменты точно совпадают с разломами, установленными наземной съёмкой и отображёнными на ГГК. Это подтверждает возможность использования морфологических особенностей рельефа территории для реконструкции каркаса разрывных нарушений (Макарьев и др., 2010; Митрофанова и др., 2012). Многие исследователи также отмечают факт наследования

черт тектонического строения района современной гидро-сетью (Шманкевич и др., 1983). Сравнение роз-диаграмм установленных древних разломов и неотектонических нарушений показывает их практически полное наложение, что может свидетельствовать о постоянной подновляемости (активизации) структур и их унаследованности в современном рельефе (Устинов и др., 2024а).

При использованном подходе представляется возможным установить наиболее глобальные тектонические события в геологической истории рассматриваемой территории. Так как данная площадь до сих пор является сейсмоактивной, не вызывает сомнений, что в результате сейсмических событий в её пределах могут получить развитие и другие разрывные структуры, отражающие современные этапы тектогенеза, но, как показал опыт полевых наблюдений авторов, следы данных событий наблюдаются исключительно на локальных участках, не внося значимый вклад в повсеместное изменение особенностей рельефа, заложенных при древних, несравнимо более мощных, процессах, в рамках обширных площадей.

Также для тектонофизической интерпретации выделенных разномасштабных линейментов использована исключительно модель сдвиговой зоны (Hancock, 1985), где предполагаемые магистральные, наиболее протяженные структуры по умолчанию представляют собой сдвиги. Безусловно, авторы понимают, что в природных условиях могут проявляться другие различные механизмы деформаций и их комбинации, такие как сброс, взброс, взбросо-сдвиг, сбросо-сдвиг, надвиг и т. д. При этом продольный сдвиг, в отличие от поперечного, который в большей степени отвечает за вертикальные перемещения блоков, может быть легко установлен в горизонтальной плоскости по геоморфологическим признакам смещения блоков и на основе анализа парагенезиса предполагаемых оперяющих мегатрещин относительно магистральной структуры. Для определения древних продольных сдвигов необходима дополнительная информация о глубинном строении, которая может быть получена на основе анализа геофизических исследований, результатах геологического описания и разнопланового зондирования скважин. Данной информации крайне мало для исследуемой площади, а детальные схемы геофизических полей покрывают лишь небольшие по площади локальные области территории. Несмотря на это, в используемом авторском ПО LSC на основе анализа соотношений количества структур различных кинематических типов даётся заключение о наличии сдвиговой компоненты. Проведенные реконструкции сдвиговых НДС для каждого выделенного масштабного уровня проверялись на соответствие данному условию, и во всех случаях установлена высокая вероятность сдвиговых перемещений по магистральной структуре. Кроме того, применённая модель также не исключает возможности выявления более локальных, по отношению к сдвиговой магистральной структуре, разрывов другого кинематического типа (рис. 4). Так, в представленной работе делается заключение о развитии на определённом этапе тектогенеза протяженных взбросов север-северо-западного – субмеридионального простирания, наличие которых подтверждается и полученными ранее результатами геологического картирования, а также локальных надвигов в северо-западном направлении.

Созданные ППМ (рис. 10), несмотря на различную степень детальности в зависимости от рассматриваемого масштабного уровня, на котором выделен определённый этап тектогенеза, являются региональными и представляют собой первое приближение к научно обоснованному прогнозу размещения оруденения в пределах площади. По общему смыслу они отражают пространственное сближение наиболее гидравлически активных сегментов разрывных структур на отдельном этапе тектогенеза, либо при их совокупном влиянии. Подобный подход позволил оценить значимость выделенных этапов и их роль в размещении оруденения при сопоставлении с уже известными рудными объектами. Важно отметить, что в этом случае не все области максимумов на ППМ, даже при оценке точности в 94% (рис. 10Ж), будут отвечать за локализацию оруденения, но они могут быть рассмотрены в качестве благоприятных пространственных структурно-тектонических критериев. Окончательный вывод о наиболее перспективных участках, в соответствии с теорией рудобразующих систем, может быть сделан только при учёте в итоговой модели и визуализации всех факторов, влияющих на отложение рудной минерализации: источник, пути миграции, область отложения и сохранность области отложения на протяжении дальнейшей геологической истории. В рассмотренном примере удалось выделить структурные факторы, представленные разноранговыми разрывными нарушениями и их сегментами, благоприятными для миграции и отложения оруденения. Информацию об источниках, которые в пределах всей рассмотренной площади могли быть различными и функционировать в разные периоды геологической истории, можно получить только с применением обширного комплекса дополнительных методов реконструкции физико-химических обстановок рудогенеза и глубинного строения. Сохранность вероятных областей отложения рудного вещества также должна определяться более точными реконструкциями всей геологической истории, с учетом уровня эрозионного среза с предполагаемого времени рудного процесса.

Подход создания ППМ на основе процедуры нормирования данных позволяет дополнительно в созданные схемы интегрировать любую другую разноплановую информацию с иным пространственным разрешением (в зависимости от сети наблюдений), которая значима для прогноза локализации искомого типа оруденения. Поэтому добавление пространственной, более объективной информации позволило бы увеличить точность прогноза и создать локальную модель площади, для которой имеются дополнительные данные. Так, например, наличие результатов геохимической съемки на хотя бы часть исследованной территории позволило бы с использованием имеющихся структурных моделей создать более комплексную ППМ, которая бы отличалась гораздо большей точностью прогноза.

Помимо прочего, необходимо отметить, что в статье рассматриваются исключительно линейные структуры. В областях с активным палеовулканизмом, к которым также относится исследуемая территория, важную роль в локализации рудной минерализации играют так называемые «структуры центрального типа» (СЦТ) (Соловьев, 1978), которые также могут быть выделены на основе структурно-геоморфологического подхода с использованием ЦМР

(Устинов и др., 2024b). Пространственное положение СЦТ должно быть учтено при металлогеническом анализе территории и создании ППМ. Для этого авторами ранее разработана отдельная методика интерпретации их положения в ГИС с учетом сформулированных благоприятных критериев размещения оруденения относительно отдельных структурных элементов данных структур. Такая работа планируется для дальнейшей реализации.

Заключение

Предложенный и реализованный авторами комплекс дистанционных пространственных структурно-геоморфологических и тектонофизических исследований позволил для западной части Байкало-Патомского пояса в контексте его геодинамической эволюции с целью прогноза локализации оруденения получить ряд уникальных результатов и сформулировать следующие главные выводы.

На основе использования ЦМР, процедур её фильтрации по главным направлениям, искусственного занижения пространственного разрешения с установленным шагом, а также разработанных авторских программных средств и алгоритмов по автоматическому выявлению, визуализации и интерпретации линейных элементов рельефа, сформулирован и применён мультимасштабный подход к последовательному оптимальному выделению групп линеаментов, отражающих разрывные структуры различных рангов, в совокупности формирующих общий каркас разрывных нарушений в пределах исследуемой площади. На каждом последующем шаге ухудшения пространственного разрешения ЦМР наблюдалось уменьшение количества автоматически выделенных линейных объектов и увеличение их средней длины.

Для разномасштабных групп линеаментов строились розы-диаграммы, а также схемы относительной удельной плотности, анализ которых позволил выявить главные тренды ориентировок предполагаемых разрывных структур и визуализировать их пространственное распределение в зависимости от ранга выделяемых объектов. Практически на всех уровнях, за исключением самых локальных, распределение структур характеризуется преимущественно северо-восточным трендом. Также исключительно на надрегиональных уровнях возможно выделить систему север-северо-западного – субмеридионального простирания, а на региональных – северо-западной ориентировки. Самые низкие уровни демонстрируют доминирование субширотной системы разрывов.

Расчет коэффициентов корреляции между созданными схемами относительной удельной плотности разномасштабных классов линеаментов открыл возможности для их более точной группировки и отнесения к определённому масштабному уровню. Таким образом выделены локальный, региональный и надрегиональный уровни.

На основе интерпретации ориентировок и длин по простираниям выделенных линейных структур с использованием модели сдвига П.Л. Хэнкока и авторского ПО «LSC» для каждого из установленных масштабных уровней проведена реконструкция параметров сдвиговых тектонических напряжений, а также классификация предполагаемых разрывных структур в зависимости от кинематического типа. Это позволило выявить отдельные, наиболее яркие этапы тектонической эволюции территории.

Первый этап реконструируется для всех предполагаемых структур на всех установленных масштабных уровнях и отвечает наиболее мощным сдвиговым процессам. Он характеризуется субширотной – восток-северо-восточной ориентировкой оси максимального сжатия, развитием протяженных региональных и надрегиональных магистральных структур северо-восточного простирания как правых сдвигов, взбросов север-северо-западных и субмеридиональных ориентировок, а также заложением менее протяженных северо-западных левых сдвигов. Данный этап отвечает аккреционно-коллизийным процессам приращения террейнов БСО к Сибирскому кратону (поздний докембрий).

Второй этап выделен исключительно на самом локальном уровне и характеризуется северо-восточной ориентировкой оси максимального сжатия. При этом наибольшее развитие получили структуры субширотного простирания как левые сдвиги, которые заложены на предыдущем этапе как мегатрещины отрыва. Наиболее вероятно, что данный этап связан с процессами раннепалеозойской тектономагматической активизации территории, большинство рудных тел известных месторождений приурочены преимущественно к разрывным структурам данных ориентировок.

Третий этап связан с инверсией параметров напряженно-деформированного состояния, когда ось максимального сжатия получила северо-западную ориентировку. Данный этап также выделен только на локальном уровне и характеризуется продолжением развития относительно непротяженных субширотных сдвигов, но с правосторонней кинематикой. При таких параметрах, наиболее вероятно, формировались закартированные в результате ранее проведенных работ локальные надвиги в северо-западном направлении, к Сибирскому кратону.

Примененный подход к визуализации наиболее гидравлически активных областей на основе расчета коэффициента тенденции к сдвигу и построения комплексных прогнозно-поисковых моделей для каждого из выявленных масштабных уровней развития разрывных структур при вариациях параметров напряженно-деформированного состояния и их различных комбинаций позволил установить пространственные закономерности между размещением известных рудных объектов в пределах площади и структурно-тектонической проницаемостью на определенных этапах тектогенеза, а также их совокупном влиянии. На основе оценки точности каждой модели показано, что совместное действие процессов первого и второго этапов тектогенеза в большей степени оказало влияние на размещение оруденения в пределах изученной площади.

Финансирование/Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00218, <https://rscf.ru/project/24-27-00218/>.

Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные замечания и предложения, которые способствовали улучшению работы.

Литература

- Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. (2022). Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные. *Петрология*, 30(4), с. 1–34. <https://doi.org/10.31857/S0869590322040021>
- Буртман В.С., Леонов Ю.Г., Лукьянов А.В., Макаров В.И., Расцветаев Л.М., Суворов А.И., Трифонов В.Г., Хаин В.Е., Щерба И.Г. (1980). Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М: Наука, 229 с.
- Видяпин Ю.П., Бондарь И.В. (2021) Возможности использования линеаментного анализа рельефа земной поверхности для геодинамических исследований на примере Кавказского региона. *Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический*, 96(2), с. 39–51.
- Гзовский М.В. (1975). Основы тектонофизики. М.: Наука, 536 с.
- Гитис В.Г., Щукин Ю.К., Старостин В.И. (2013). ГИС технология прогноза рудных месторождений. *Информационные процессы*, 13(2), с. 48–63. <https://elibrary.ru/qynnqr>
- Гордиенко И.В. (2006). Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, 47(1), с. 53–70. <https://elibrary.ru/lvhrvs>
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсов Д.А. (2013). Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области. *Отечественная геология*, 3, с. 7–15. <https://elibrary.ru/qbfhuj>
- Гришков Г.А., Нафигин И.О., Устинов С.А., Петров В.А., Минаев В.А. (2023). Разработка методики автоматического выделения линеаментов на основе нейросетевого подхода. *Исследование Земли из космоса*, 6, с. 86–97. <https://doi.org/10.31857/S0205961423060040>
- Гусев Г.С., Хаин В.Е. (1995). О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири). *Геотектоника*, 5, с. 68–82.
- Зобак М.Д. (2018). Геомеханика нефтяных залежей. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 479 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, Кн. 1, 327 с.
- Зорин Ю.А., Скляр В.Е., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. (2009). Механизм развития системы островная дуга-западный бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе-раннем палеозое. *Геология и геофизика*, 50(3), с. 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>
- Иванов А.И., Рожок С.Н., Страхова Т.М., Яковлев В.П. и др. (1982). Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья нижнего течения Витима и Бол. Патомы (Отчет Туоуканской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 за 1978-1980 гг.) в 3 томах. Иркутск, Инв. № 14-78-31/24.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцев Э.Ф. (1986). Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 144 с.
- Ковешников А.М., Подшивалов А.Н., Пимнев Ю.К. и др. (1989). Перспективное районирование на уран территории Тонодского поднятия с выбором площадей и объектов под детальные поисковые и оценочные работы на основе структурно-геологических, радиогеохимических, минералого-петрографических исследований, дешифрирования космо и аэрофотоматериалов и ревизии известных проявлений урана с составлением схемы перспективного районирования масштаба 1:200 000 на площади 7,5 тыс. кв. км. По геологическому заданию 5-1 за 1985-1989 гг. Иркутск, РГФ № 2698.
- Кочарян Г.Г. (2021). Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса. *Физика Земли*, 4, с. 3–41. <https://doi.org/10.31857/S0002333721040062>
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2016). Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности земли последние 2 млрд лет. *Геология и геофизика*, 57(1), с. 11–30. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.002>
- Кузьмин Ю.О. (2018). Современные аномальные деформации земной поверхности в зонах разломов: сдвиг или раздвиг? *Геодинамика и тектонофизика*, 9(3), с. 967–987. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0379>
- Макаров В.И. (2008). Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*, 68, с. 10–25.

Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М., Семейкина Л.К. и др. (2010). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 612 с.

Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б. (2014). Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тонодской и неарагенетической зоны северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2). *Региональная геология и металлогения*, 57, с. 87–94.

Минаев В.А., Устинов С.А., Петров В.А., Свечеревский А.Д., Нафигин И.О. (2024а). Региональный дистанционный анализ разломной тектоники Кольского полуострова и её роли в рудообразовании. *Russian Journal of Earth Sciences*, 24(3), ES3010. <https://doi.org/10.2205/2024ES000918>

Минаев В.А., Устинов С.А., Петров В.А., Свечеревский А.Д., Нафигин И.О. (2024б). Региональный дистанционный анализ разломной тектоники Таймыро-Североземельского орогена и её роли в рудообразовании. *Исследование Земли из космоса*, 5, с. 58–73. <https://elibrary.ru/rtsifu>

Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К., Митрофанов Г.Л. и др. (2012). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 607 с.

Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В. (2010). Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое. *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 1, с. 3–16. <https://doi.org/10.3103/S0145875210010011>

Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. (2010). Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое орудование в районе Стрельцовой кальдеры. *Геология рудных месторождений*, 52(4), с. 310–320. <https://elibrary.ru/mujyxl>

Петров В.А., Леспинас М., Полуэктов В.В., Устинов С.А., Минаев В.А. (2017). Ремасштабирование флюидопроводящих разрывных структур. *Доклады Академии наук*, 472(4), с. 429–432. <http://dx.doi.org/10.7868/S0869565217040156>

Петров В.А., Леспинас М., Полуэктов В.В., Устинов С.А., Минаев В.А. (2019). Масштабный эффект в сети флюидопроводящих разрывов. *Геология рудных месторождений*, 61(4), с. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0016-77706143-14>

Рац М.В., Чернышев С.Н. (1970). Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 160 с.

Ребецкий Ю.Л. (2008). Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений. *Физическая мезомеханика*, 1(11), с. 66–73. <https://doi.org/10.1016/j.physme.2008.03.008>

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Сычева Н.А. (2009). Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горно-складчатых орогенов. *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы докладов Всероссийской конференции*. Москва: ИФЗ РАН, Т. 1, с. 340–366. http://www.gdirc.ru/files/structure/Scientific_Projects/rffi-09-05-00687-a/articles/Rebetsky.pdf

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. (2017). От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. *Методики и алгоритмы*. М.: ГЕОС, 235 с. <https://elibrary.ru/YPNZQR>

Рыцк Е.Ю. (2020). Тектоническая зональность Байкальской складчатой области и этапы ее формирования. *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LI Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, Т. 2, с. 256–259. <https://elibrary.ru/eelpcd>

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. (2011). Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*, 5, с. 17–51. <https://elibrary.ru/nyhqj>

Салоп Л.И. (1964). Геология Байкальской горной области. М.: Недра, Т. 1, 515 с.

Смирнов В.И. (1976). Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 688 с.

Соловьев В.В. (1978). Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к Карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1 : 10 000 000. Ленинград: М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т., 111 с.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. (2007). Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация. *Геология и геофизика*, 48(1), с. 60–79. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.005>

Устинов С.А., Петров В.А. (2016). Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линейментного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье). *Геоинформатика*, 2, с. 51–60. https://geoinformatika.ru/?page_id=4051

Устинов С.А., Чепчугов А.М., Томаровская М.А., Петров В.А., Свечеревский А.Д., Яровая Е.В. (2024а). Структурно-тектонифизический подход к интерпретации результатов линейментного анализа для прогноза рудообразующих минеральных систем на примере района Туоуканского рудного узла. *Исследование Земли из космоса*, 5, с. 35–57. <https://doi.org/10.31857/S0205961424050037>

Устинов С.А., Петров В.А., Минаев В.А., Нафигин И.О., Яровая Е.В. (2024б). Дешифрирование и интерпретация структур центрального типа на территории юго-восточного Забайкалья для прогноза рудообразующих систем. *Геология рудных месторождений*, 66(4), с. 329–362. <https://doi.org/10.31857/S0016777024040015>

Хоментовский В.В., Постников А.А. (2001). Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, 3, с. 3–21. <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/publications/publ-neoproterozoyskaya-istoriya-razvitiya-baykalo-vilyuyskoy-3321-2001>

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н. и др. (2018). Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метасадочных пород БайкалоПатомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время. *Петрология*, 26(3), с. 213–244. <https://doi.org/10.7868/S0869590318030019>

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. (1983). Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 110 с.

Шерман С.И. (2014). Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 359 с.

Шманкевич А.Ю., Мельников И.Д. и др. (1983). Отчёт о результатах поисковых геолого-геофизических работ в западной части Тонодского антиклинария (Северная партия Мефетской экспедиции, 1980–83 гг.). РГФ № 404197.

Anders M.H., Wiltshko D.V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *J. Struct. Geol.*, 16(6), pp. 795–815. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)900146-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)900146-5)

Anderson E.M. (1905). The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8, pp. 387–402. <https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387>

Carranza E. (2004). Weights of Evidence Modeling of Mineral Potential: A Case Study Using Small Number of Prospects, Abra, Philippines. *Natural Resources Research*, 13, pp. 173–187. <http://dx.doi.org/10.1023/B:NARR.0000046919.87758.f5>

Enoh M.A., Okeke F.I., Okeke U.C. (2021). Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Uguweme, South-Eastern Nigeria. *Geod. Cartogr.*, 47, pp. 34–44. <https://doi.org/10.3846/GAC.2021.12099>

Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J. (2011). Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 116(5), pp. 1–11. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007788>

Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M. (2018). Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 123(1), pp. 226–241. <http://dx.doi.org/10.1002/2017JB015130>

Franca-Rocha W., Bonham-Carter G., Misi A. (2003). GIS modeling for mineral potential mapping of carbonate-hosted Pb-Zn deposits. *Brazilian Journal of Geology*, 33, pp. 191–196. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.200333S2191196>

Fuchs K., Müller B. (2001). World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications. *Naturwissenschaften*, 88, pp. 357–371. <https://doi.org/10.1007/s001140100253>

Hancock P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. of Struct. Geol.*, 7(3/4), pp. 437–457. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3)

Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J. (2022). A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. *Environ. Res. Lett.*, 17(2), 024016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f>

Hobbs W.H. (1904). Lineaments of the Atlantic Border Region. *Geological Society. American Bulletin*, 15, pp. 483–506. <https://doi.org/10.1130/GSAB-15-483>

Jaeger J.C., Cook N.G.W. (1979). Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd edit., 593 p. <http://dx.doi.org/10.1017/S001675680003274X>

Papilinski A. (1998). Directional filtering in edge detection. *IEEE Trans. Image Processing*, 7, pp. 611–615. <http://dx.doi.org/10.1109/83.663510>

Porwal A., González-Álvarez I., Markwitz V., McCuaig T.C., Mamuse A. (2010). Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 38(3). pp. 184–196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.04.002>

Riedel W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol., Abt. B.*, pp. 354–368.

Shahi H., Rouhani A.K.A. (2014). GIS-based weights-of-evidence model for mineral potential mapping of hydrothermal gold deposits in Torbat-e-Heydarieh area. *Journal of Mining and Environment*, 5, pp. 79–89. <https://doi.org/10.22044/jme.2014.324>

Suzen M.L., Toprak V. (1998). Filtering of Satellite Images in Geological Lineament Analyses: An Application to a Fault Zone in Central Turkey. *Int. J. Remote Sens*, 19, pp. 1101–1114. <https://doi.org/10.1080/014311698215621>

Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M. (2003). Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California. *J. Struct. Geol.*, 25, pp. 1855–1873. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00036-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00036-1)

Сведения об авторах

Степан Андреевич Устинов – кандидат геол.-минерал. наук, заместитель директора по научной работе, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: stevesa@mail.ru

Владислав Александрович Петров – доктор геол.-минерал. наук, чл.-корр. РАН, директор, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: vlad243@igem.ru

Антон Андреевич Андреев – кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник лаборатории редкометального магматизма, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: axel-foley@yandex.ru

Алексей Джамалович Свечеревский – младший научный сотрудник лаборатории геоинформатики, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: alexey@svecherevskiy.ru

Игорь Алексеевич Кочкин – аспирант, младший научный сотрудник лаборатории геоинформатики, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: iakochkin@yandex.ru

Владимир Владимирович Шухов – лаборант-исследователь лаборатории геоинформатики, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер, 35с7
e-mail: vladimirsh3993@gmail.com

Статья поступила в редакцию 17.03.2025;

Принята к публикации 23.07.2025;

Опубликована 20.12.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Interpretation of Lineaments Within the Western Part of the Baikal-Patom Belt Using a Multiscale Tectonophysical Approach in the Context of Ore-Forming Systems Prediction

S.A. Ustinov*, V.A. Petrov, A.A. Andreev, A.D. Svecherevsky, I.A. Kochkin, V.V. Shukhov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Stepan A. Ustinov, e-mail: stevesa@mail.ru

Abstract. In the article, using the territory of the western part of the Baikal-Patom belt as an example, an author's approach to the automatic extraction of lineaments reflecting various scale levels of the development of the fault network framework is proposed, based on the sequential lowering of the spatial resolution of the FABDEM digital elevation model. The results of a comprehensive spatial-geometric analysis of the extracted lineaments, marking fault structures of various ranks, are presented. Based on correlation analysis, groups of structures unambiguously corresponding to a definite scale level are identified. For the reconstruction of the parameters of the stress-strain state, the kinematics of the proposed fault structures, and the restoration of the sequence of tectogenesis stages, the paragenesis of structures identified at each stage of generalization of the digital elevation model was interpreted based on the shear model proposed by P.L. Hancock. As a result, in the history of the geological development of the territory, three sequential stages of tectogenesis have been established,

characterized by: I) sub-latitudinal – east-northeastern, II) northeastern, and III) northwestern orientations of the axis of maximum compression. The first stage is manifested at all scale levels and corresponds to the processes of accretionary-collisional interaction of the margin of the Siberian craton with microcontinents and island-arc terranes. The second and third stages are manifested exclusively at the local level and correlate with the formation of sub-latitudinal strike-slips and thrusts in the northwestern direction. The obtained results, based on the calculation of the tendency-to-shear coefficient and visualization of the most hydraulically active segments of the fault structures, formed the basis for creating multiscale predictive-prospecting models of mineral resources of the territory, taking into account the identified stages of tectogenesis. It has been established that the first and second stages played the greatest role in the localization of metallic ore mineralization. In this case, the accuracy of the complex model amounted to 94%.

Keywords: Earth remote sensing, digital elevation model, lineament analysis, fault, tectonophysical analysis, structural-geomorphological method, stress-strain state, predictive and prospecting model of ore minerals, Baikal folded region, Baikal-Patom belt

Acknowledgements

The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 24-27-00218, <https://rscf.ru/en/project/24-27-00218/>.

The authors express their gratitude to the reviewers for valuable comments and suggestions that contributed to improving the work.

Recommended citation: Ustinov S.A., Petrov V.A., Andreev A.A., Svecherevsky A.D., Kochkin I.A., Shukhov V.V. (2025). Interpretation of Lineaments Within the Western Part of the Baikal-Patom Belt Using a Multiscale Tectonophysical Approach in the Context of Ore-Forming Systems Prediction. *Georesursy = Georesources*, 27(4), pp. 83–106. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.4.7>

References

- Anders M.H., Wiltschko D.V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *J. Struct. Geol.*, 16(6), pp. 795–815. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90046-5)
- Anderson E.M. (1905). The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8, pp. 387–402. <https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387>
- Andreev A.A., Ryt'sk E.Yu., Velikoslavinskii S.D., Tolmacheva E.V., Bogomolov E.S., Lebedeva Y.M., Fedoseenko A.M. (2022). Age, composition, and tectonic setting of the formation of late neoproterozoic (late baikalian) complexes in the Kichera zone, Baikal-Vitim belt, northern Baikal area: geological, geochronological, and Nd isotope data. *Petrology*, 30(4), pp. 337–368. <https://doi.org/10.1134/s0869591122040026>
- Burtman V.S., Leonov Yu.G., Lukyanov A.V., Makarov V.I., Rastsvetaev L.M., Suvorov A.I., Trifonov V.G., Khain V.E., Shcherba I.G. (1980). Problems of global correlation of geological phenomena. Moscow: Nauka, 229 p. (In Russ.)
- Carranza E. (2004). Weights of Evidence Modeling of Mineral Potential: A Case Study Using Small Number of Prospects, Abra, Philippines. *Natural Resources Research*, 13, pp. 173–187. <http://dx.doi.org/10.1023/B:NARR.0000046919.87758.f5>
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Dubinina E.O., Shatagin K.N., Budyak A.E., Tarasova Y.I., Skuzovatov S.Y., Gareev B.I., Goryachev N.A. (2018). Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and $\delta^{34}\text{S}$) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom belt (northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*, 26(3), pp. 213–245. <https://doi.org/10.1134/S0869591118030025>
- Enoh M.A., Okeke F.I., Okeke U.C. (2021). Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria. *Geod. Cartogr.*, 47, pp. 34–44. <https://doi.org/10.3846/GAC.2021.12099>
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J. (2011). Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 116(5), pp. 1–11. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007788>
- Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M. (2018). Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 123(1), pp. 226–241. <http://dx.doi.org/10.1002/2017JB015130>
- Franca-Rocha W., Bonham-Carter G., Misi A. (2003). GIS modeling for mineral potential mapping of carbonate-hosted Pb–Zn deposits. *Brazilian Journal of Geology*, 33, pp. 191–196. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.200333S2191196>
- Fuchs K., Müller B. (2001). World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications. *Naturwissenschaften*, 88, pp. 357–371. <https://doi.org/10.1007/s001140100253>
- Gitis V.G., Shchukin Yu.K., Starostin V.I. (2013). GIS technology for forecasting ore deposits. *Information Processes*, 13(2), pp. 48–63. (In Russ.) <https://elibrary.ru/qynnqr>
- Gordienko I.V. (2006). Geodynamic evolution of the late Baikalides and Paleozooids of the folded frame of the Siberian platform. *Russian Geology and Geophysics*, 47(1), pp. 53–70. (In Russ.) <https://elibrary.ru/lvhrvs>
- Gordienko I.V., Bulgatov A.N., Orsoev D.A. (2013). Geodynamic settings and metallogeny of the Sayan-Baikal mountain region. *Domestic Geology*, 3, pp. 7–15. (In Russ.) <https://elibrary.ru/qbfnuj>
- Grishkov, G.A., Nafigin, I.O., Ustinov, S.A. et al. (2023). Developing a Technique for Automatic Lineament Identification Based on the Neural Network Approach. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 59, pp. 1271–1280. <https://doi.org/10.1134/S0001433823120101>
- Gusev G.S., Khain V.E. (1995). On the relationships between the Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy, and Mongol-Okhotsk terranes (south of Central Siberia). *Geotectonics*, 5, pp. 68–82. (In Russ.)
- Gzovsky M.V. (1975). Fundamentals of tectonophysics. Moscow: Nauka, 536 p. (In Russ.)
- Hancock P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. of Struct. Geol.*, 7(3/4), pp. 437–457. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3)
- Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J. (2022). A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. *Environ. Res. Lett.*, 17(2), 024016, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f>
- Hobbs W.H. (1904). Lineaments of the Atlantic Border Region. *Geological Society. American Bulletin*, 15, pp. 483–506. <https://doi.org/10.1130/GSAB-15-483>
- Ivanov A.I., Rozhok S.N., Strakhova T.M., Yakovlev V.P. et al. (1982). Geological structure and useful minerals of the interfluvium of the lower reaches of the Vitim and Bol. Patom (Report of the Tuyukan party on group geological survey at a scale of 1:50,000 for 1978–1980). Irkutsk, Inv. No. 14-78-31/24. (In Russ.)
- Jaeger J.C., Cook N.G.W. (1979). Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd edit., 593 p. <http://dx.doi.org/10.1017/S001675680003274X>
- Kats Ya. G., Poletaev A. I., Rumyantseva E. F. (1986). Fundamentals of lineament tectonics. Moscow: Nedra, 144 p. (In Russ.)
- Khomentovsky V.V., Postnikov A.A. (2001). Neoproterozoic history of the development of the Baikal-Vilyui branch of the Paleosian Ocean. *Geotectonics*, 3, pp. 3–21. (In Russ.) <http://www.ipgg.sbras.ru/science/publications/publ-neoproterozoyskaya-istoriya-razvitiya-baykalo-vilyuyskoy-3321-2001>
- Kocharyan G.G. (2021). The emergence and development of sliding processes in continental fault zones under the influence of natural and man-made factors. A review of the current state of the issue. *Physics of the Earth*, 4, pp. 3–41. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0002333721040062>
- Koveshnikov A. M., Podshivalov A. N., Pimnev Yu. K. et al. (1989). Prospective zoning of the Tonodskoye Uplift territory for uranium with the selection of areas and objects for detailed prospecting and evaluation work based on structural-geological, radiogeochemical, mineralogical-petrographic studies, interpretation of space and aerial photographs and revision of known uranium manifestations with the compilation of a prospective zoning scheme on a scale of 1:200,000 over an area of 7.5 thousand square kilometers. According to geological assignment 5-1 for 1985–1989. Irkutsk, RGF No. 2698. (In Russ.)
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. (2016). Plate tectonics and mantle plumes - the basis of endogenous tectonic activity of the Earth over the past 2 billion years. *Russian Geology and Geophysics*, 57(1), pp. 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.002>
- Kuzmin Yu.O. (2018). Modern anomalous deformations of the earth's surface in fault zones: shear or extension? *Geodynamics and Tectonophysics*, 9(3), pp. 967–987. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0379>
- Makarev L.B., Mironov Yu.B. (2014). Features of metallogeny and prospects for industrial uranium-bearing capacity of the Chuya-Tonod minerogenic zone of northern Transbaikalia (based on GK-1000/3 and GDP-200/2 materials). *Regional Geology and Metallogeny*, 57, pp. 87–94. (In Russ.)
- Makarev L.B., Mitrofanov G.L., Mitrofanova N.N., Pai V.M., Semeykina L.K. et al. (2010). State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000 (third generation). Aldan-Transbaikalia Series. Sheet O-50 - Bodaibo. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 612 p. (In Russ.)
- Makarov V.I. (2008). Quaternary tectonics and geodynamics of platform territories: current problems of study. *Byulleten' Komissii Po Izucheniyu Chetvertichnogo Perioda*, 68, pp. 10–25. (In Russ.) <https://www.elibrary.ru/wflood>

- Minaev V.A., Ustinov S.A., Petrov V.A., Svecherevsky A.D., Nafigin I.O. (2024a). Regional remote sensing analysis of fault tectonics of the Kola Peninsula and its role in ore formation. *Russian Journal of Earth Sciences*, 24(3), ES3010. (In Russ.). <https://doi.org/10.2205/2024ES000918>
- Minaev V.A., Ustinov S.A., Petrov V.A., Svecherevsky A.D., Nafigin I.O. (2024b). Regional remote sensing analysis of fault tectonics of the Taimyr-Severozemelsky orogen and its role in ore formation. *Earth Research from Space*, 5, pp. 58–73. (In Russ.). <https://elibrary.ru/rrsifu>
- Mitrofanova N.N., Boldyrev V.I., Korobeynikov N.K., Mitrofanov G.L. et al. (2012). State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Aldan-Transbaikalia Series. Sheet O-49 – Kirensk. Explanatory Note. St. Petersburg: VSEGEI Cartography Factory, 607 p. (In Russ.)
- Nikishin A.M., Sobornov K.O., Prokopyev A.V., Frolov S.V. (2010). Tectonic evolution of the Siberian Platform during the Vendian and Phanerozoic. *Moscow Univ. Geol. Bull.*, 65, pp. 1–16. <https://doi.org/10.3103/S0145875210010011>
- Papilinski A. (1998). Directional filtering in edge detection. *IEEE Trans. Image Processing*, 7, pp. 611–615. <http://dx.doi.org/10.1109/83.663510>
- Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V., Ustinov S.A., Minaev V.A. (2017). Rescaling of fluid-conducting fault structures. *Doklady Earth Sciences*, 472(2), pp. 130–133. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17020027>
- Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V., Ustinov S.A., Minaev V.A. (2019). Scale effect in a fluid-conducting fault network. *Geology of ore deposits*, 61(4), pp. 293–305. <https://doi.org/10.1134/S1075701519040056>
- Petrov V.A., Sim L.A., Nasimov R.M., Shchukin S.I. (2010). Fault tectonics, neotectonic stresses, and hidden uranium mineralization in the area adjacent to the Strel'tsovka caldera. *Geology of Ore Deposits*, 52(4), pp. 279–288. <https://doi.org/10.1134/S1075701510040033>
- Porwal A., González-Álvarez I., Markwitz V., McCuaig T.C., Mamuse A. (2010). Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 38(3), pp. 184–196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.04.002>
- Rats M.V., Chernyshev S.N. (1970). Fracturing and properties of fractured rocks. Moscow: Nedra, 160 p. (In Russ.)
- Rebetsky Yu. L., Kuchai O. A., Sycheva N. A. (2009). Method of cataclastic analysis of faults and results of calculations of the modern stress state in the crust near plate boundaries and for intraplate mountain-folded orogens. *Tectonophysics and topical issues of earth sciences for the 40th anniversary of the creation of the tectonophysics laboratory at the IPE RAS by M. V. Gzovsky: materials of reports of the All-Russian conference*. Moscow: IPE RAS, Vol. 1, pp. 340–366. (In Russ.). http://www.gdirc.ru/files/structure/Scientific_Projects/rffi-09-05-00687-a/articles/Rebetsky.pdf
- Rebetsky Yu.L. (2008). Mechanism of generation of tectonic stresses in areas of large vertical movements. *Physical Mesomechanics*, 1(11), pp. 66–73. (In Russ.). <https://doi.org/10.1016/j.physme.2008.03.008>
- Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. (2017). From slickensides to tectonic stresses. Methods and algorithms. Moscow: GEOS, 235 p. (In Russ.). <https://elibrary.ru/YPNZQR>
- Riedel W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol., Abt. B.*, pp. 354–368.
- Rytsk E.Y., Kovach V.P., Bogomolov E.S., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. (2011). Isotopic structure and evolution of the continental crust in the east Transbaikalian segment of the Central Asian foldbelt. *Geotectonics*, 45(5), pp. 349–377. <https://doi.org/10.1134/S0016852111050037>
- Rytsk E.Yu. (2020). Tectonic zoning of the Baikal folded region and stages of its formation. Fundamental problems of tectonics and geodynamics. *Proceedings of the LII Tectonic Conference*. Moscow: GEOS, Vol. 2, pp. 256–259. (In Russ.). <https://elibrary.ru/eelpcd>
- Salop L.I. (1964). Geology of the Baikal mountain region. Moscow: Nedra, Vol. 1, 515 p. (In Russ.)
- Shahi H., Rouhani A.K.A. (2014). GIS-based weights-of-evidence model for mineral potential mapping of hydrothermal gold deposits in Torbat-e-Heydarieh area. *Journal of Mining and Environment*, 5, pp. 79–89. <https://doi.org/10.22044/jme.2014.324>
- Sherman S.I. (2014). Seismic process and earthquake prediction: tectonophysical concept. Novosibirsk: Geo, 359 p. (In Russ.)
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu. (1983). Areas of dynamic influence of faults (modeling results). Novosibirsk: Nauka, 110 p. (In Russ.)
- Shmankevich A.Yu., Melnikov I.D. et al. (1983). Report on the results of geological and geophysical exploration work in the western part of the Tonod anticlinorium (Northern party of the Meget expedition, 1980–83). RGF No. 404197. (In Russ.)
- Smirnov V.I. (1976). Geology of useful minerals. Moscow: Nedra, 688 p. (In Russ.)
- Soloviev V.V. (1978). Structures of the central type of the territory of the USSR according to geological and morphological analysis. Explanatory note to the Map of morphostructures of the central type of the territory of the USSR on a scale of 1: 10,000,000. Leningrad: Ministry of Geology of the USSR. All-Union Order of Lenin scientific research geol. int., 111 p. (In Russ.)
- Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Postnikov A.A. et al. (2007). Northern segment of the Paleasian Ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics. *Russian Geology and Geophysics*, 48(1), pp. 46–60. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.005>
- Suzen M.L., Toprak V. (1998). Filtering of Satellite Images in Geological Lineament Analyses: An Application to a Fault Zone in Central Turkey. *Int. J. Remote Sens.*, 19, pp. 1101–1114. <https://doi.org/10.1080/014311698215621>
- Ustinov S.A., Chepchugov A.M., Tomarovskaya M.A., Petrov V.A., Svecherevsky A.D., Yarovaya E.V. (2024a). Structural-tectonophysical approach to interpreting lineament analysis results for predicting ore-forming mineral systems using the Tuyukan ore cluster area as an example. *Earth Research from Space*, 5, pp. 35–57. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0205961424050037>
- Ustinov S.A., Petrov V.A. (2016). Using detailed digital elevation models for structural-lineament analysis (using the Urtuy granite massif, southeastern Transbaikalia as an example). *Geoinformatics*, 2, pp. 51–60. (In Russ.) https://geoinformatika.ru/?page_id=4051
- Ustinov S.A., Petrov V.A., Minaev V.A., Nafigin I.O., Yarovaya E.V. (2024b). Detection and interpretation of central type structures within the territory of southeastern Transbaikalia for prediction of ore-forming systems. *Geology of ore deposits*, 66(4), pp. 345–375. <http://dx.doi.org/10.1134/S107570152460018X>
- Vidyayin Yu.P., Bondar I.V. (2021). Possibilities of using lineament analysis of the Earth's surface relief for geodynamic studies using the Caucasus region as an example. *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological Department*, 96(2), pp. 39–51. (In Russ.)
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M. (2003). Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California. *J. Struct. Geol.*, 25, pp. 1855–1873. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00036-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00036-1)
- Zobak M.D. (2018). Geomechanics of oil deposits. Izhevsk: Institute of Computer Research, 479 p. (In Russ.)
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. (1990). Tectonics of lithospheric plates on the territory of the USSR. Moscow: Nedra, Book. 1, 327 pp. (In Russ.)
- Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M. (2009). Island arc–back-arc basin evolution: implications for Late Riphean–Early Paleozoic geodynamic history of the Sayan–Baikal folded area. *Russian Geology and Geophysics*, 50(3), pp. 149–161. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>

About the Authors

Stepan A. Ustinov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Deputy Director for Science, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: stevesa@mail.ru

Vladislav A. Petrov – Doctor Sci. (Geology and Mineralogy), Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Director, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: vlad243@igem.ru

Anton A. Andreev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher of the Laboratory of Rare-Metal Magmatism, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: axel-foley@yandex.ru

Aleksey Dz. Svecherevsky – Junior Researcher of the Laboratory of Geoinformatics, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: alexey@svecherevskiy.ru

Igor A. Kochkin – Postgraduate Student, Junior Researcher of the Laboratory of Geoinformatics, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: iakochkin@yandex.ru

Vladimir V. Shukhov – Assistant-Researcher of the Laboratory of Geoinformatics, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35/7 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: vladimirsh3993@gmail.com

Manuscript received 17 March 2025;

Accepted 23 July 2025;

Published 20 December 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)