

УДК 551.4.01

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров², Г.З. Гильманова³, А.Н. Диденко⁴**НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ
В ХАРАКТЕРИСТИКАХ САМОПОДОБИЯ ГИДРОСЕТИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
Тихоокеанский государственный университет, 680000, Хабаровск, ул. Карла Маркса, 68**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Institut of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 680000, Khabarovsk, Kim Yu Chen 65
Pacific National University, 680000, Khabarovsk, Karl Marks st., 68*

Выполнен морфоструктурный анализ рельефа и проанализированы характеристики самоподобия гидросети Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий. Рельеф изучаемой территории носит унаследованный характер, в течение неотектонического этапа формировался в несколько стадий. Наиболее интенсивные вертикальные движения происходили на ранних стадиях неотектонического этапа. В плейстоцене интенсивность вертикальных движений значительно снизилась. В это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф. На завершающих этапах неотектонического развития, в конце плейстоцена—голоцене, произошла незначительная активизация вертикальных движений со сменой структурного плана и проявлением в рельефе структур северо-восточного простирания, что отразилось в особенностях остаточного рельефа. Границы областей с повышенным остаточным рельефом совпадают с зонами повышенной сейсмичности в регионе. Предложена модификация комплексного параметра самоподобия PRNS, применение которой позволили улучшить корреляцию этого параметра с новейшими движениями, выявляемыми морфоструктурным методом. Максимальные значения PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимальные — с областями наименьшего приращения рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. Результаты анализа характеристик самоподобия гидросети сопоставимы в основном с проявлениями вертикальных тектонических движений на завершающих этапах неотектонического развития.

Ключевые слова: Северный Сихотэ-Алинь, неотектоника, рельеф, гидросеть, самоподобие, морфоструктурный анализ, фрактальный анализ.

Morphostructural analysis of the relief and the analysis of the self-similarity characteristics of stream network of the Northern Sikhote-Alin and adjacent territories were carried out. The relief of the studied territory has an inherited character; it was formed in several stages during the neotectonic stage. The most intense vertical movements occurred at the early phases of the neotectonic stage. At Pleistocene time the intensity of vertical movements decreased significantly. At this time, the modern erosion-denudation forms of relief was formed. At the final stages of neotectonic development (at the end of the Pleistocene — Holocene), there was a slight activation of vertical movements with a changes in the structural plan and the manifestation of NNE stretched structures in the relief, which was reflected in the features of the residual relief. The boundaries of areas with increased residual relief coincide with areas of increased seismicity in the region. A modification of the complex self-similarity parameter PRNS was proposed, the use application of which allowed us to improve the correlation of this parameter with the latest (youngest) movements detected by the morphostructural method. Zones of maximum PRNS values correlate with the areas of greatest relief increment, and zones of it's minimum correlate with areas the smallest relief increment, or areas of most significant erosion. The results of the analysis of the characteristics of self-similarity of the stream network are mainly comparable with the manifestations of vertical tectonic movements at the final stages of neotectonic development.

Key words: Northern Sikhote-Alin, neotectonics, relief, stream network, self-similarity, morphological analysis, fractal analysis.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: dsim_0@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, доцент; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gigulya@yandex.ru

⁴ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, гл. науч. с.; Тихоокеанский государственный университет, профессор, член-корр. РАН; e-mail: alexei_didenko@mail.ru

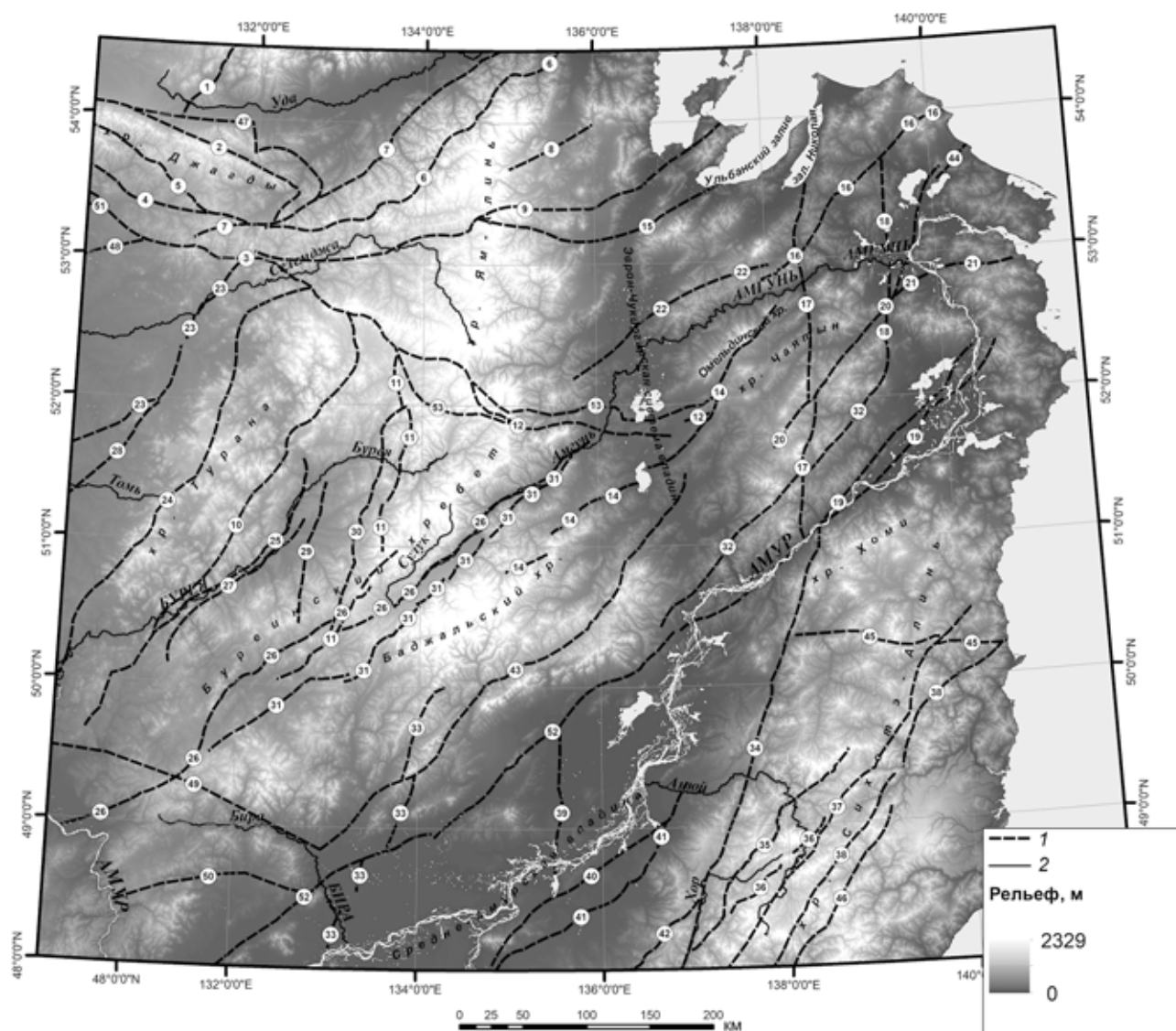


Рис. 1. Исходная цифровая модель рельефа SRTM v.3. Основные разломы: 1 — Удыхинский, 2 — Ланский, 3 — Южно-Тукурингский, 4 — Туксинский, 5 — Чампулинский, 6 — Тылский, 7 — Улигданский, 8 — Южно-Шантарский, 9 — Тугурский, 10 — Мельгинский, 11 — Тастахский, 12 — Пауканский, 13 — Ниланский, 14 — Дукинский, 15 — Ассыйнская зона, 16 — Дигдаланский, 17 — Лимурчанский, 18 — Бьюнский, 19 — Приамурский (Киселевский), 20 — Бичи-Амурский, 21 — Ярки-Акшинский, 22 — Ассыйни-Омало-Усалгинский, 23 — Селемджинский, 24 — Западно-Туранский, 25 — Прибуреинская зона, 26 — Хинганский, 27 — Кындальский, 28 — Восточно-Тарбагатайский, 29 — Ургальский, 30 — Умалытинский, 31 — Амгунский, 32 — Бокторский, 33 — Уликанский, 34 — Центральный Сихотэ-Алиньский, 35 — Кабули-Хорский, 36 — Верхнеануйский, 37 — Ануйский, 38 — Боленку-Пухийский, 39 — Дабандинский, 40 — Хехцирский, 41 — Маноминский, 42 — Мухенский, 43 — Курский, 44 — Амуро-Гижигинский, 45 — Гурский, 46 — Колумбинский, 47 — Южно-Удский, 48 — зона разломов Нэнцыян, 49 — Сюньхэ-Бирский, 50 — Биджанский, 51 — Нинни-Сагаянский, 52 — Харпийский, 53 — Верхнениманский; 1 — главные разломы, 2 — реки

Введение. В статье изложены результаты исследований, продолжающих работы [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020 и др.] по проведению неотектонического анализа Дальнего Востока России в комплексе с исследованиями характеристик самоподобия гидросети, разломной тектоники и сейсмичности. Основную цель этих работ, наряду с изучением общей структурной организации и характера сеймотектонических и новейших движений, составляет выявление соотношений между неотектоническими и современными движениями, сопоставление их с данными о сейсмичности. Кроме того, в ходе работ изучали применимость

и возможности фрактального подхода к решению задач новейшей тектоники, дающего значительные преимущества при автоматической компьютерной обработке больших массивов данных.

Рассматриваемый в работе регион занимает обширную территорию (рис. 1) — от Удской и Верхне-Буреинской впадин на западе до побережья Татарского пролива на востоке, от Средне-Амурской впадины на юге до побережья Охотского моря на севере. В тектоническом отношении изучаемая площадь представляет собой коллаж различных тектонических структур — на западе это юго-восточная окраина Сибирской платфор-

мы (докембрий) и восточная часть Буреинского массива (ранний палеозой). Основную часть рассматриваемой территории выполняют террейны двух орогенных поясов; на севере — восточное звено Монголо-Охотского пояса с субширотными структурами, на юге — северная часть Сихотэ-Алиньского пояса с субмеридиональными структурами. Монголо-Охотский орогенный пояс в районе работ выполнен террейнами палеозойского (Джагдинско-Кербинский и Галамский) и юрского (Ульбанский) возраста. Сихотэ-Алиньский орогенный пояс в районе работ выполнен террейнами юрского (Баджалский, Хабаровский) и раннемелового (Журавлевско-Амурский, Киселевско-Маноминский, Самаркинский, Кемский) возраста. Вышеперечисленные террейны представляют собой фрагменты аккреционных призм, приконтинентальных турбидитовых бассейнов и островных дуг [Геодинамика..., 2006]. На востоке изучаемой территории расположен позднемеловой Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонический пояс.

Изучению новейшей тектоники региона посвящено немного работ. При этом о строении и развитии рельефа региона, представляющего собой переходную зону от океана к континенту, сформировались различные мнения, среди которых можно выделить два основных [Геодинамика..., 2006]. Первое развивается в работах Г.И. Худякова с соавторами [История развития..., 1972, 1976; Худяков, 1977], согласно которой рельеф региона развивается унаследованно с момента зарождения пояса в мелу. Второе — представлено в работах Г.Ф. Уфимцева и его учеников [Уфимцев, 1984; Горкуша, 1999], согласно которому в начале новейшего этапа палеорельеф изучаемого региона претерпел пенепленизацию, а современные его формы сформировались в ходе неотектонического этапа. Наличие по крайней мере двух точек зрения на время и способы формирования рельефа региона свидетельствует о присутствии здесь большого разнообразия форм рельефа и современных рельефообразующих процессов, что делает его изучение нетривиальной задачей. Для выявления неотектонических движений и сопоставления их с результатами фрактального анализа нами, как и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020; Симонов, Брянцева, 2018], был выбран морфоструктурный метод [Философов, 1975], позволяющий оценить стадийность развития неотектонических структур.

Материалы и методы исследований. Морфоструктурный анализ. В качестве основы для морфоструктурного анализа и построения гидросети, как и в предыдущих работах, была выбрана цифровая модель рельефа ЦМР SRTM v.3 с пространственным разрешением 90 м. Сеть водотоков для последующего анализа построена по той же ЦМР с целью наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР, а методика построения гидросети бала

такой же, как и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020].

Рассчитанные водотоки классифицированы на порядки по тем же параметрам, что и ранее [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020]. Всего при заданных параметрах выявления водотоков в пределах изучаемой области выделено 8 порядков; 10-й порядок был присвоен р. Амур искусственно, как водотоку заведомо старшего порядка (надпорядкового), 9-й порядок имеет низовье р. Зея, не входящей в область исследований. В пределах изучаемой области к водотокам самого старшего порядка, помимо р. Амур, отнесено низовье р. Буреи, представляющее собой водоток 8-го порядка. Наиболее распространены водотоки 1-го порядка, число которых превышает 50%, число водотоков 2-го порядка составляет около 23%, 3-го порядка — <12%, 4-го порядка — ~6%, 5-го порядка — 2,5%, 6-го — немного более 1% и 7-го — <1%.

Набор монобазисных поверхностей построен по тем же алгоритмам, что и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020]. В связи с тем, что изучаемый район достаточно велик, а распределение водотоков, особенно старших порядков, неоднородно, чтобы исключить артефакты, обусловленные особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со сглаживанием методом ближайшего окружения. Так как водотоков 6- и 7-го порядков мало, то достоверность построенных по ним монобазисных поверхностей ниже, чем для водотоков младших порядков.

С целью выявления эволюции рельефа нами в соответствии с методикой В.П. Философова [1975] рассчитаны разностные поверхности между базисными поверхностями различных порядков, представляющие собой алгебраическую разность между ними.

В отличие от наших предыдущих работ, здесь с целью генерализации результатов и достижения большей наглядности при сопоставлении с результатами фрактального анализа выполнено осреднение разностных поверхностей окном 10×10 км с проведением зональной статистики максимумов значений в каждом окне. Результаты осреднения присваивались точкам геометрического центра окна, по которым методом естественного окружения интерполировалась результирующая разностная поверхность. В результате такой обработки исходных разностных поверхностей происходило упрощение поверхности за счет исключения осложняющих ее мелких форм, связанных с эрозией и подчеркивалось изменение рельефа, связанное с его приращением. В то же время расчленение и глубина эрозии играют важную роль при неотектоническом анализе, поэтому эти параметры нельзя исключать из рассмотрения. Результирующие осредненные поверхности, отражающие приращение рельефа, совмещались с участками исходных неос-

редненных разностных поверхностей, имеющими отрицательные значения.

Вещественный состав горных пород в пределах изучаемого региона неоднороден. Широко распространены как высокопрочные магматические и метаморфические породы, так и обладающие заметно меньшей прочностью осадочные породы, преимущественно терригенные. В ходе предшествующих исследований в пределах Южного Сихотэ-Алиня нами сопоставлена эрозионная устойчивость разных пород с высотой остаточного рельефа и крутизной склонов. Для Южного Сихотэ-Алиня такое сопоставление показало [Симонов и др., 2020], что остаточный рельеф высотой >150 м оценочно несколько больше проявлен в областях выхода на дневную поверхность более прочных пород, но нельзя утверждать, что прочность пород — определяющий фактор, поскольку высокий остаточный рельеф в пределах Центрального Сихотэ-Алиня в областях распространения существенно менее прочных пород также развит достаточно широко.

То же относится и к крутизне склонов [Симонов и др., 2020]. Это можно объяснить тем, что в ходе эволюции древнего рельефа, развивающегося длительное время, влияние прочности слагающих пород может в значительной степени нивелироваться. Поскольку возраст рельефа и литологическая неоднородность в районе текущих исследований близки к тем же параметрам для Южного Сихотэ-Алиня, мы, не проводя дополнительных исследований, предположили, что влияние литологического состава на формирование рельефа будет сходным. Для проверки нами сопоставлен фрагмент Государственной геологической карты, на котором отображены познемеловые граниты Баджало-Дусселинского комплекса в обрамлении терригенных пермских, триасовых, юрских пород (алевроитов, алевролитов, песчаников, кремнисто-глинистых пород, метаморфизованных и неметаморфизованных), а также архейских гнейсов и биотитовых гранитов с крутизной склонов и остаточным рельефом. Результаты сопоставления показали, что литологическая характеристика пород в масштабе исследований не оказывает определяющего влияния на формы рельефа, так же, как и в пределах Южного Сихотэ-Алиня. Поэтому в дальнейших построениях мы исходили из того, что фактор эрозионной устойчивости пород для выбранного масштаба и ЦМР не определяющий, и им в значительной степени можно пренебречь.

Определение характеристик самоподобия гидро-сети. Как неоднократно отмечалось, в том числе и в наших предыдущих работах [Захаров и др., 2019, 2020; Симонов и др., 2019, 2020], формирование рисунка гидро-сети весьма значимо связано с новейшими и современными вертикальными тектоническими движениями. Это влияние делает ее рисунок одним из наиболее чувствительных маркеров указанных процессов.

Основные соотношения между рядом базовых параметров бассейнов водостока, имеющие степенной характер, рассмотрены в работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997]. Параметры, входящие в эти соотношения, можно использовать для количественного описания особенностей гидро-сети на основе применения подходов фрактальной геометрии.

Мы в основном продолжаем использовать методику и параметры, которые подробно описаны и апробированы нами ранее [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020]. К этим параметрам относятся параметр распределения отрезков русел по длине α , фрактальная размерность рисунка гидро-сети (D_r), фрактальная размерность множества точек, в которых происходит смена порядка русел (order change) (D_{oc}).

Также определяли параметр D_h в соотношении суммарных длин потоков каждого порядка, который имеет вид

$$N_i \sim L_{i \text{ sum}}^{D_h}, \quad (1)$$

где i — порядок водотоков, $L_{i \text{ sum}}$ — суммарная длина водотоков этого порядка.

Параметр D_h , аналогично параметру α , позволяет характеризовать соотношение длин русел. Если относительно много коротких русел низких порядков, параметр D_h принимает бо льшие значения, а если относительно велика доля длинных русел высших порядков, то значения D_h понижены.

В наших предыдущих работах [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020] установлено, что хотя все перечисленные выше параметры в определенной степени отражают вертикальные движения того или иного направления, по отдельности они не позволяют проводить сопоставления с неотектоническими движениями и различать обстановки поднятия и опускания.

Мы продолжали использовать комплексный (комбинированный) параметр самоподобия PRNS (*Parameter of River Networks Self-similarity*), предложенный нами ранее [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020]. Здесь используется его модификация, а именно: вместо параметра α используем параметр D_h , имеющий, как представляется, аналогичный смысл и связь с тектоническими движениями. В качестве параметра PRNS здесь нами предложена сумма

$$\text{PRNS} = \langle D_r \rangle + \langle D_{oc} \rangle + \langle D_h \rangle, \quad (2)$$

где в угловых скобках для каждого параметра заключено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций для приведения к одинаковому диапазону. Такое комбинирование нужно для того, чтобы корректнее отразить выраженность тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях параметра PRNS. Повышенные значения этого

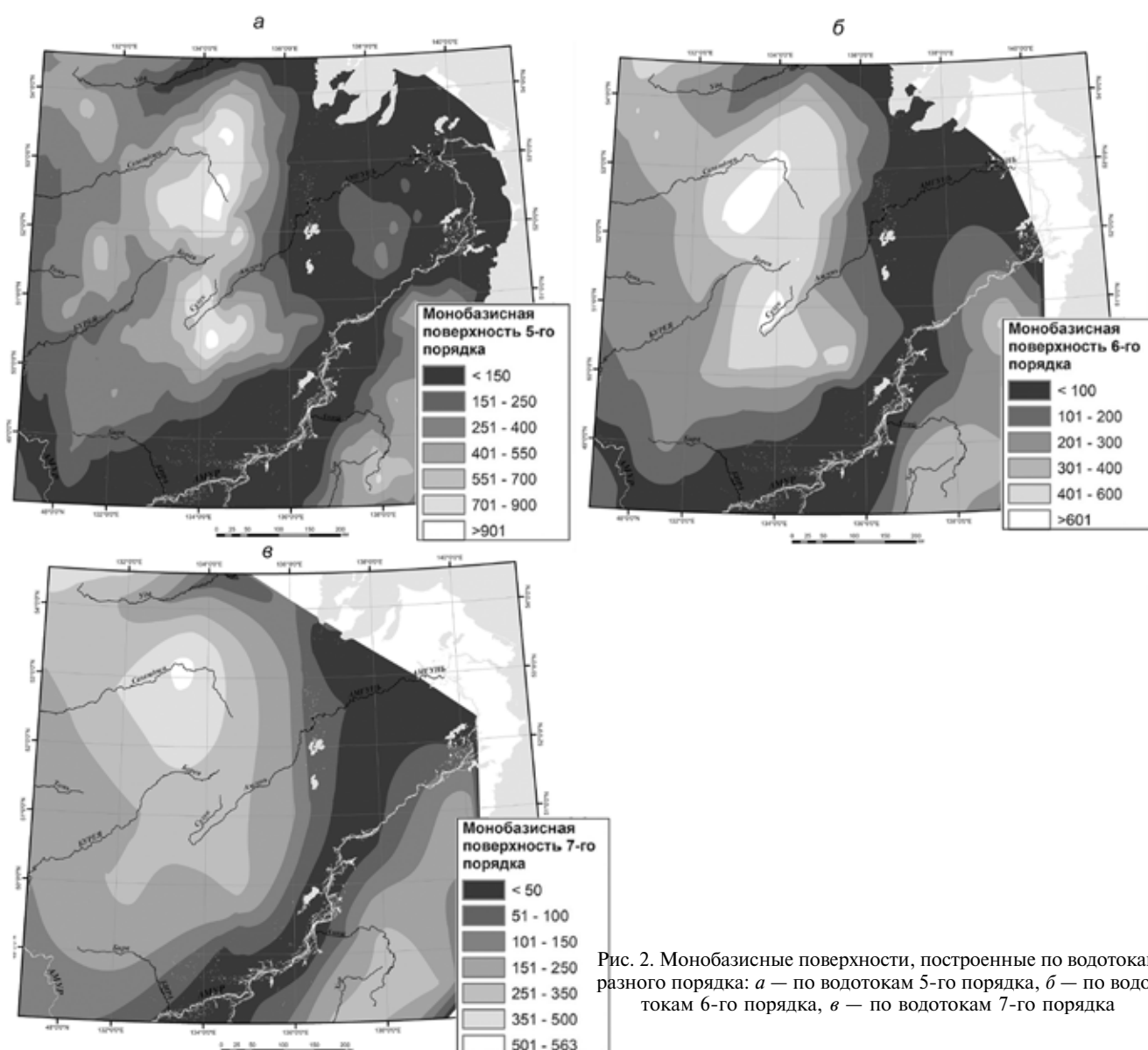


Рис. 2. Монобазисные поверхности, построенные по водотокам разного порядка: а — по водотокам 5-го порядка, б — по водотокам 6-го порядка, в — по водотокам 7-го порядка

параметра соответствуют поднятиям, а пониженные — опусканиям.

Анализ самоподобия гидросети проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo v.3.35. Размер окна составлял $0,5 \times 0,5^\circ$ ($\sim 40 \times 40$ км на данной широте), перекрытие — $0,25^\circ$ (~ 20 км), диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении, — от $0,5$ до $0,03^\circ$ (~ 40 – 2 км).

Отметим, что при вычислении параметра PRNS целесообразно отсекал верхние и нижние «хвосты» в распределении каждого параметра для уменьшения влияния экстремальных значений, в данном исследовании мы приняли уровень отсечения в 5%.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты морфоструктурного анализа. Если, как показано выше, в масштабе исследования эрозионная устойчивость пород в большинстве случаев не оказывает решающего влияния на рельеф, то высокий остаточный рельеф имеет явную структурную

приуроченность. Остаточный рельеф с высотой >150 м наиболее распространен в первую очередь в пределах Буреинского и Тананского хребтов, хр. Джагды, в пределах Сихотэ-Алиня южнее Гурского разлома. Границы областей распространения высокого остаточного рельефа контролируются крупными разрывами: Южно-Удинским, Западно-Туранским, Мельгинским, Южно-Тукурингским, Умальтинским, Хинганским, Амгуньским, Бокторским, Центральным Сихотэ-Алиньским и др., что может свидетельствовать об активизации этих разломов на заключительных этапах развития рельефа. То же относится и к склонам с крутизной более 25° , причем их распространение, за исключением области между Западно-Туранским и Мельгинским разломами, хорошо коррелирует с высоким остаточным рельефом. Однако в связи с тем, что профили равновесия большинства рек начиная с 3- и 4-го порядков хорошо выработаны, уклоны долин рек старших порядков в подавляющем большинстве случаев не превышают 3° . От-

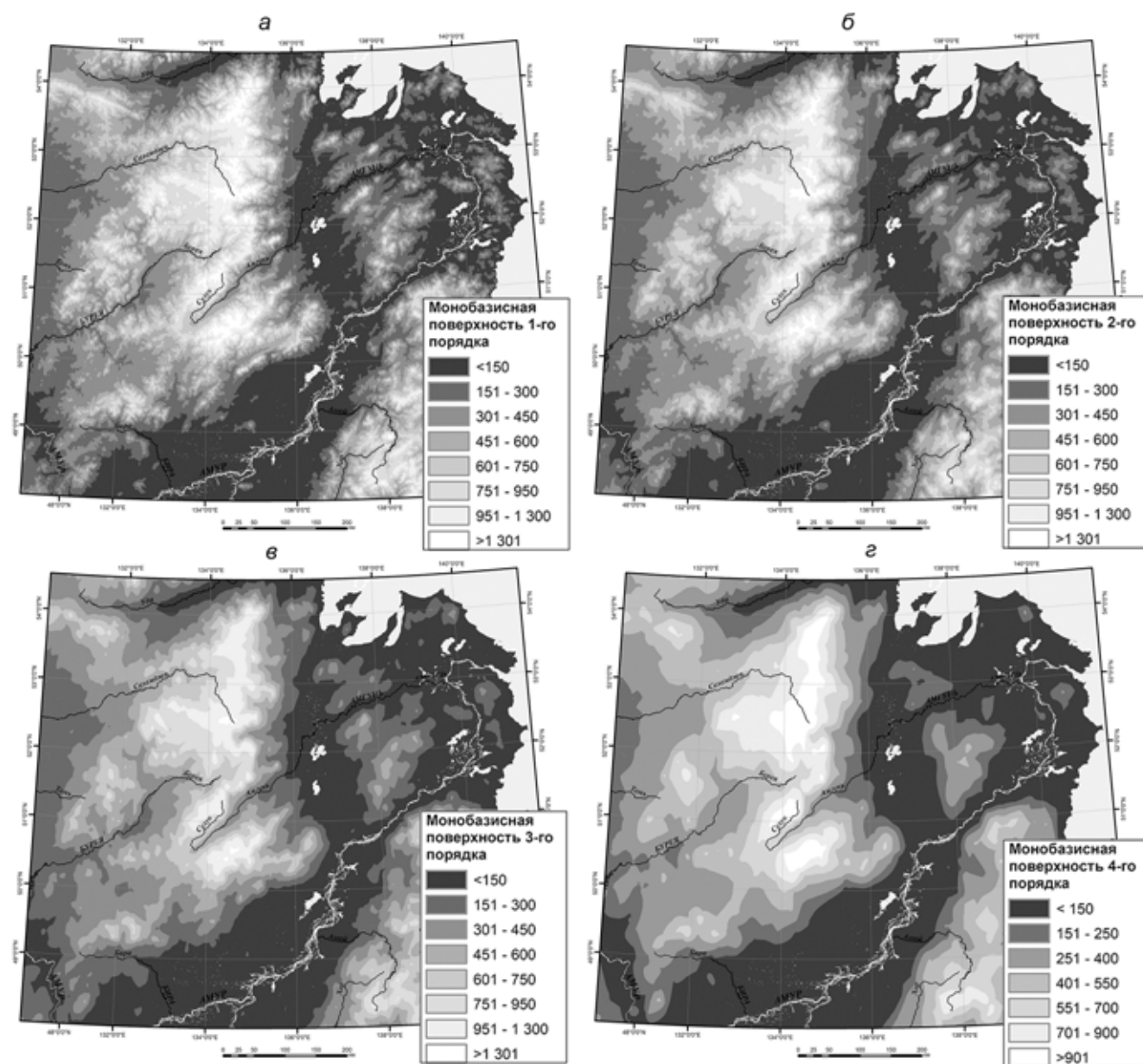


Рис. 3. Разностные поверхности между монобазисными поверхностями 4- и 5-го порядков (а), 5- и 6-го порядков (б), 6- и 7-го порядков (в)

метим, маловероятно что такая активизация была высокоамплитудной. Наличие областей высокого остаточного рельефа с крутыми склонами можно объяснить длительной эрозией изначально высокого древнего рельефа, до сих пор не достигшего равновесия.

Конфигурация наиболее древнего рельефа в пределах изучаемой области, который можно проанализировать предлагаемым методом, отражается в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 7-го порядка (рис. 2, в). Вследствие того, что водотоков 7-го порядка крайне мало, достоверность этой поверхности достаточно низкая. Надежных маркеров возраста этого рельефа нет. Однако можно предположить, что эта поверхность может отражать конфигурацию рельефа, существовавшего до стадии эоценового

рифтогенеза или до того времени, пока в пределах эоценовых рифтовых впадин не сформировались крупные транзитные водотоки, такие, как Амгунь в пределах Верхнеамгунской межгорной впадины. Во всяком случае присутствие в разрезах эоцено-миоценовых отложений этих впадин достаточно мощных горизонтов грубообломочных пород [Государственная..., 2006] свидетельствует о наличии недалеко находившихся высоких гор, служивших источником сноса, и мощных водотоков, формировавших эти грубообломочные отложения.

В это время, вероятно, уже существовал достаточно высокий Буреинский хребет, асимметричный, с крутым восточным и пологим западным склоном, и более низкий Северный Сихотэ-Алинь, причем восточнее Эврон-Чукчагирской системы погружений и севернее При-

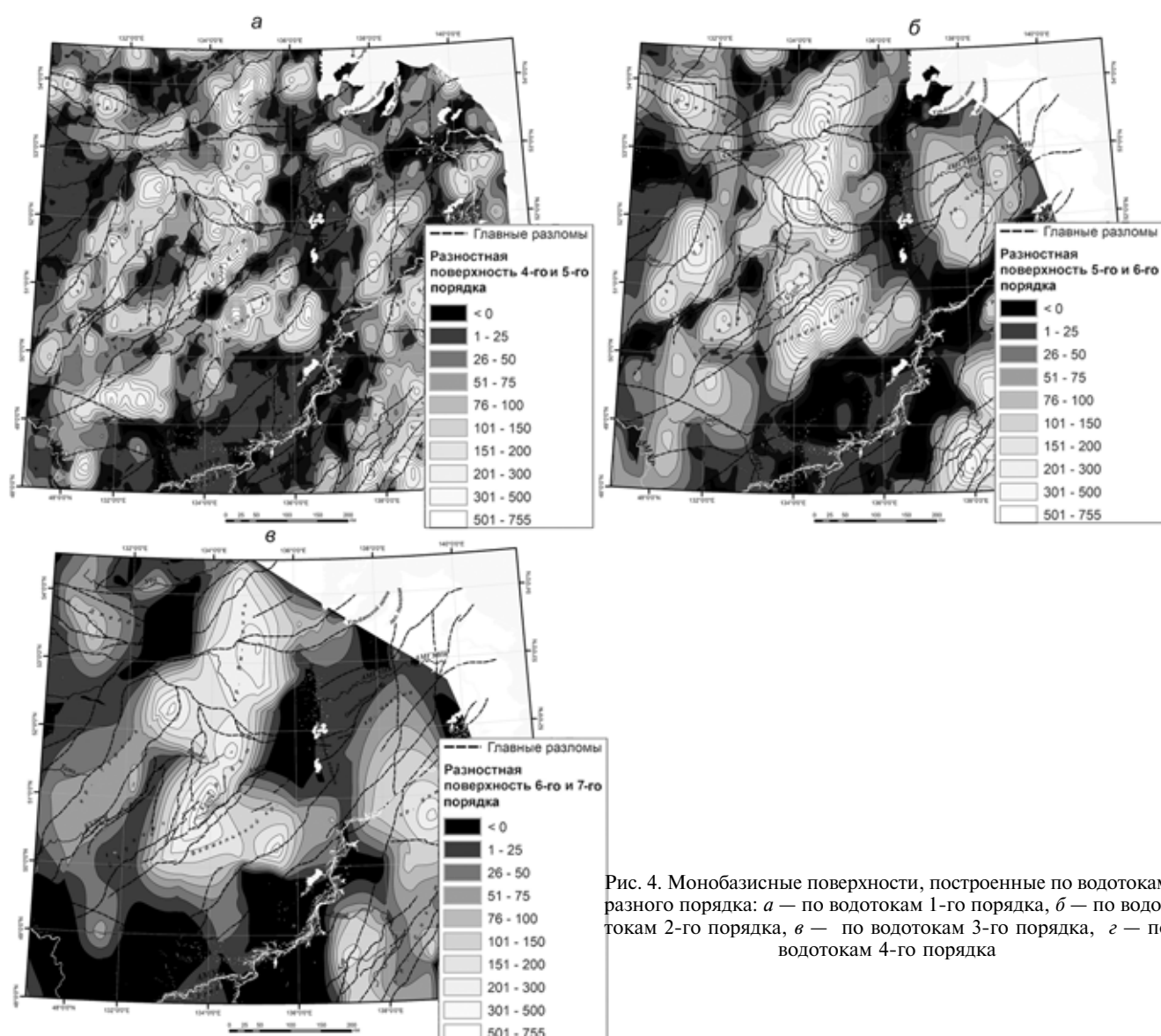


Рис. 4. Монобазисные поверхности, построенные по водотокам разного порядка: *а* — по водотокам 1-го порядка, *б* — по водотокам 2-го порядка, *в* — по водотокам 3-го порядка, *г* — по водотокам 4-го порядка

амурского разлома высокого рельефа, вероятнее всего не было.

Более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 6-го порядка (рис. 2, *б*) сформировался, вероятно, уже тогда, когда в пределах кайнозойских рифтовых впадин уже образовались крупные транзитные реки, такие, как Амгунь, т.е. это постэоценовый рельеф. Как следует из анализа монобазисной поверхности 6-го порядка и разностной поверхности 6- и 7-го порядков (рис. 3, *в*), Буреинский хребт в это время наряду с эрозией мог испытывать воздымание. Наибольшее приращение рельефа (до 400 м) отмечено в южной части хребта, в районе Хинганского разлома. В то же время по периферии хребта выявлена значительная эрозия. Значимое воздымание в это время, по-видимому, испытывал и Северный Сихотэ-Алинь, но амплитуда этого воздымания менее значительна, чем в пределах Буреинского хребта. Максимальное приращение рельефа не превышало 280 м. При этом важно, что в это время началось воздымание, хотя и не

очень значительное, севернее Приамурского разлома. Русло Амура в это время, вероятнее всего, проходило по Эврон-Чукчагирской системе погружений до залива Николая.

Надежных маркеров, позволяющих в пределах изучаемой территории датировать более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 5-го порядка (рис. 2, *а*), также нет. Однако исходя из того, что реки Сихотэ-Алиня и изучаемой области относятся к одному и тому же бассейну (р. Амур), рельеф можно предположительно датировать по аналогии с датированием рельефа Южного и Центрального Сихотэ-Алиня [Симонов и др., 2020]. Там рельеф, ассоциирующийся с водотоками 5-го порядка, датируется олигоценом — временем формирования песчаников и конгломератов угловинской свиты. Фрагменты отложений этого возраста сохранились в долинах крупных рек Сихотэ-Алиня. Наиболее значительные площади отложений угловинской свиты в пределах Центрального Сихотэ-Алиня выявлены в среднем течении р. Бикин, в пределах впадины,

выявляемой в монобазисной поверхности 5-го порядка [Симонов и др., 2020].

Анализ этой монобазисной поверхности, а также разностной поверхности 5- и 6-го порядков (рис. 3, б) позволяет предположить, что в это время началась крупная перестройка в нижнем течении Амура, в то время как Сихотэ-Алинь и Буреинский хребет продолжали испытывать умеренное воздымание, которое компенсировалось эрозией крупных рек, что выразилось в близких к нулю или даже отрицательных значениях разностной поверхности вдоль их русел, а территория севернее Приамурского разрыва начала испытывать более интенсивное воздымание. Вероятно, в это воздымание была вовлечена и Эврон-Чукчагирская система погружений. Однако в этой системе воздымание компенсировалось эрозией протекающих по ней рек, что можно предположить по близким к нулю значениям разностной поверхности. В то же время происходила значительная эрозия вдоль Приамурского разлома. Видимо, в это время начала формироваться современная antecedentная долина Амура, заложившаяся вдоль этого разрывного нарушения.

По монобазисной поверхности 4-го порядка (рис. 4, г) можно предположить, что ко времени формирования водотоков этого порядка долины наиболее крупных рек региона начали приобретать современное очертание.

Анализ базисной поверхности 4-го порядка и разностной поверхности 4- и 5-го порядков (рис. 3, а) позволяет предположить, что к этому времени практически образовалось современное русло нижнего течения Амура. Начала формироваться antecedentная долина р. Амгунь между Омальским и Омальдинским хребтами. Происходила активизация наиболее крупных разломов, ограничивающих явно выделяющиеся крупные блоки с выраженными линейными границами. К таким разломам можно отнести Центральный Сихотэ-Алиньский разлом, отделяющий Сихотэ-Алинь от Средне-Амурской впадины, а также Харпийский и Курский разломы, отделяющие Буреинский блок (включающий Баджалский, Буреинский хребты и хребет Турана) от Зейской впадины. Эврон-Чукчагирская система в это время была уже гипсометрически выше Средне-Амурской впадины. Сам Буреинский блок распался на ряд более мелких блоков, причем их четко выраженные границы субширотного и субмеридионального простирания не совпадают с разрывными нарушениями более раннего заложения. Важно, что если Сихотэ-Алинь в это время испытывал воздымание, в лучшем случае компенсируемое эрозией крупных рек, то в пределах Буреинского блока начали превалировать процессы эрозии и денудации. Эта активизация новейших движений предположительно была синхронна с проявлением миоцен-плиоценового базальтового вулканизма.

Монобазисные поверхности 1-, 2- и 3-го порядков (рис. 4, а, б, в) отражают эволюцию рельефа в плейстоцене. Наиболее полезную информацию о эволюции рельефа на этом этапе можно получить из анализа соответствующих разностных поверхностей.

Так, анализ разностных поверхностей 3- и 4-го порядков (рис. 5, б) показывает, что в начале плейстоцена в основном произошла стабилизация вертикальных тектонических движений. Приращение рельефа на всей площади изучаемой территории приблизительно одинаковое, с небольшим преобладанием в пределах Буреинского хребта. При этом видно, что приращение рельефа происходило в совокупности с эрозией более древнего рельефа (о чем свидетельствуют широко распространенные области с отрицательными значениями разностной поверхности). Поскольку отмечено, что интенсивность врезания (отрицательные значения разностной поверхности) достаточно высока, то и положительное приращение рельефа в значительной степени можно объяснить именно процессами эрозии, а не только локальным воздыманием. Важно, что эрозия более интенсивна там, где на предыдущем этапе развития рельефа происходило наиболее интенсивное воздымание. Обращает на себя внимание то, что признаки вертикальных движений по крупным разломам не выявлены. Конфигурация блоков, обособившихся на предыдущем этапе, оставалась стабильной. Области эрозии более древнего рельефа в долинах крупных рек стали перемещаться вверх по течению относительно тех областей эрозии, которые были отмечены на предыдущем этапе, т.е. происходила попятная эрозия и вырабатывался новый профиль равновесия этих рек, что свидетельствует о стабильности региона и формировании рельефа в основном именно за счет эрозии. В то же время обращает на себя внимание то, что в блоке, расположенном севернее Приамурского разлома, процессы эрозии более древнего рельефа (отрицательные значения разностной поверхности) проявлены слабее, чем в других частях исследуемой области.

Анализ разностных поверхностей 2- и 3-го порядков (рис. 5, а) показывает, что на этом этапе ситуация оставалась такой же. Следов проявления интенсивных площадных вертикальных движений нет, продолжалась денудация ранее сформировавшегося рельефа. При этом необходимо отметить, что на севере Буреинского хребта начинал проявляться скрытый остаточный рельеф, связанный с рядом нижнемеловых гранитных массивов. Дополнительную сложность при интерпретации этой разностной поверхности представляет то, что далеко не все гранитные массивы этого возраста одинаково проявлены в скрытом остаточном рельефе. Это можно объяснить как различием прочностных свойств гранитов в разных массивах, так и тем, что область севернее Пауканского и Дукинского

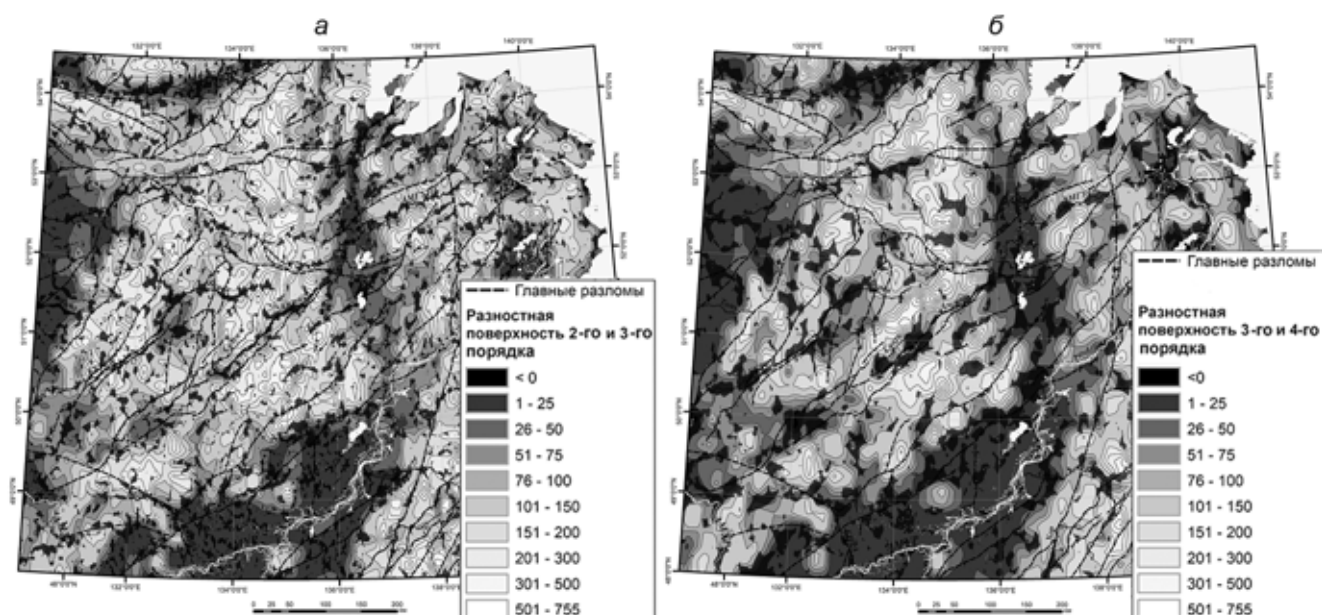


Рис. 5. Разностная поверхность между монобазисными поверхностями 2- и 3-го порядков (а), 3- и 4-го порядков (б)

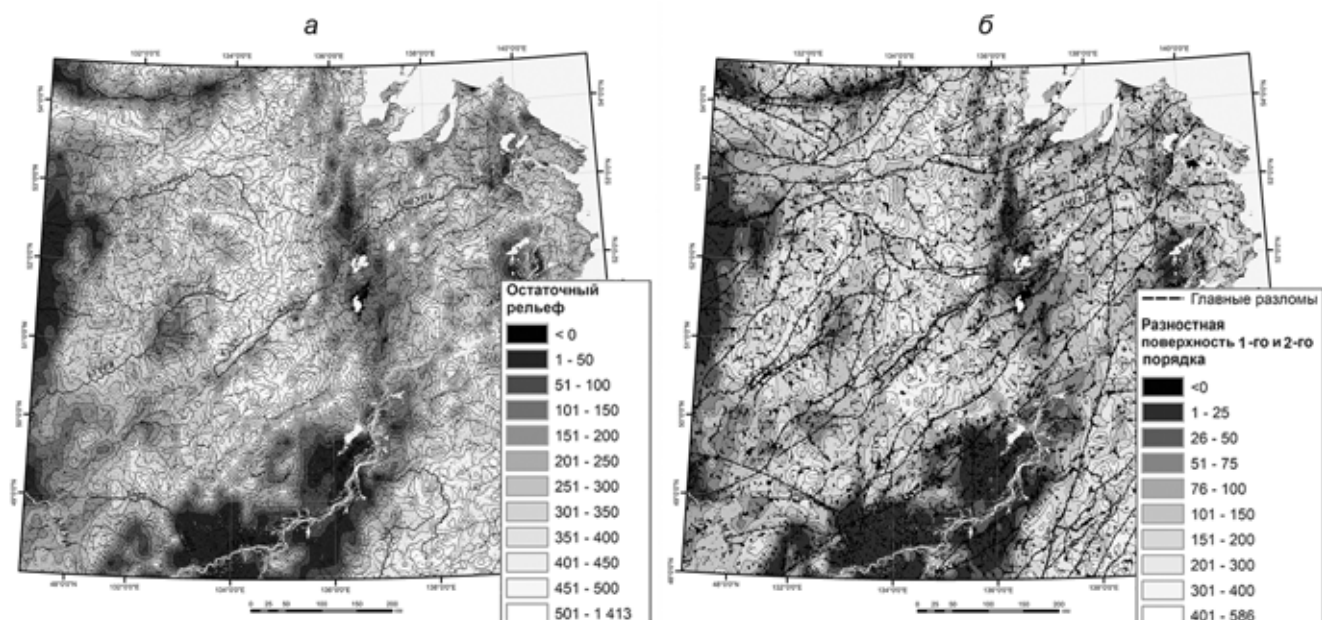


Рис. 6. Остаточный рельеф (а) и разностная поверхность между монобазисными поверхностями 1- и 2-го порядков (б)

разрывов могла в это время испытывать несколько более интенсивное воздымание.

Разностная поверхность 1- и 2-го порядков (рис. 6, б) свидетельствует о том, что в конце плейстоцена ситуация принципиально не изменилась. Следов выраженных площадных вертикальных движений выявить не удалось, что не исключает возможность слабых относительных движений мелких блоков, которые плохо отражаются в анализируемой разностной поверхности. Можно отметить, что эрозия более древнего рельефа в долинах крупных рек прекратилась, это свидетельствует о том, что указанные реки к этому времени полностью выработали профиль равновесия.

В голоцене, по всей вероятности, вновь произошла незначительная активизация вертикальных движений, что отражается в высоте остаточного рельефа в пределах разных областей обособившихся ранее блоков (рис. 6, а). Важно отметить смену структурного плана и достаточно ясное обособление структур северо-северо-западного простирания, в отличие от структур северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, отчетливо проявившихся на более ранних этапах. Западная граница области с повышенными значениями остаточного рельефа в пределах Буреинского блока хорошо коррелирует с областью повышенной сейсмичности (рис. 7, а). Амплитуда вертикальных

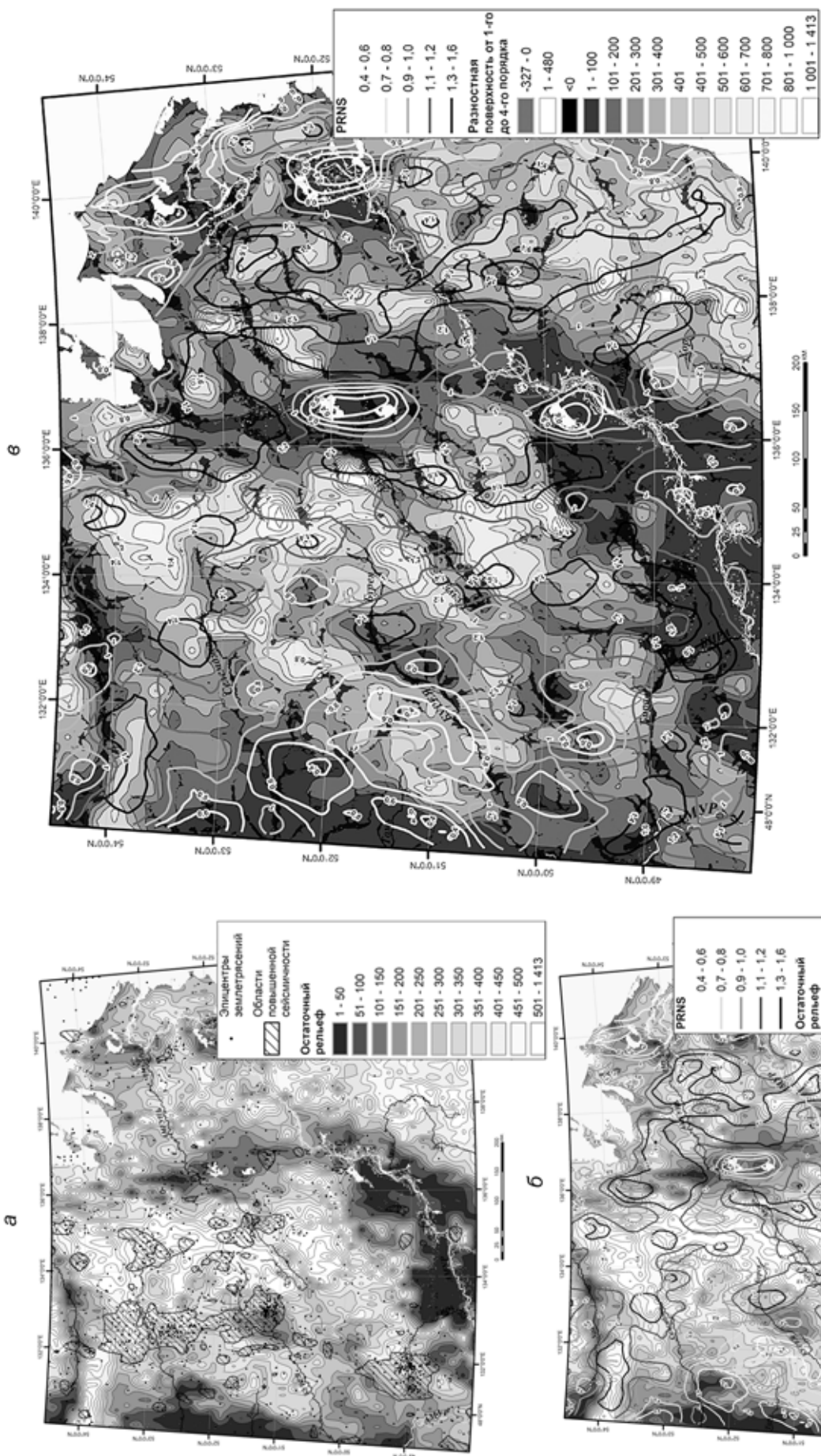


Рис. 7. Сопоставление остаточного рельефа и сейсмичности (зоны повышенной сейсмичности с плотностью эпицентров более 3-х на 100 км²) (а), комплексного параметра самоподобия PRNS с остаточным рельефом (б) и комплексного параметра самоподобия PRNS с разностной поверхностью между монобазисными поверхностями 1- и 4-го порядков (е)

движений в ходе этой активизации, вероятно, была незначительной. Обращает на себя внимание и значительный остаточный рельеф вдоль побережья Татарского пролива южнее 52-й параллели.

Итак, структурно-морфометрическим методом удалось проследить развитие рельефа изучаемого региона приблизительно с эоцена. Можно выделить три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность: доолигоценвая стадия развития; стадия олигоцен-плиоценовой активизации, характеризующаяся достаточно интенсивными вертикальными движениями, и плейстоценовая стадия, на протяжении которой значительные вертикальные движения уже не происходили и оформился современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф. Выявлено, что в ходе неотектонического этапа тектоническая активность проявлялась неравномерно, и сопровождалась сменами структурного плана.

Сопоставление результатов анализа самоподобия гидросети и морфоструктурного анализа. Как нами было показано в ходе предшествующих исследований [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020], наиболее обосновано сопоставление параметров самоподобия гидросети с разностными поверхностями, что отражает суммарное изменение рельефа на протяжении всего неотектонического этапа развития, или, как в нашем случае, на протяжении того времени, за которое мы можем проследить эволюцию рельефа с помощью выбранной методики. Как показано выше, в пределах изучаемой области морфоструктурным методом удастся проследить эволюцию рельефа предположительно с эоцена. Однако водотоков старших порядков, заложение которых относится к ранним этапам развития, мало. Это может исказить как результаты анализа параметров самоподобия гидросети, так и занижать достоверность анализа новейших движений на ранних этапах развития рельефа. В связи с этим наиболее обоснованным представляется сопоставление параметра PRNS, рассчитанного для водотоков, число которых статистически значимо. В нашем случае целесообразно рассматривать водотоки с 4-го и более низких порядков. Общее число водотоков этих порядков превышает 90%.

Изменение рельефа за промежуток от заложения водотоков 4-го порядка до заложения водотоков 1-го порядка отражается в разностной поверхности от 1- до 4-го порядков (рис. 7, в). Эта поверхность демонстрирует изменение рельефа, произошедшее как вследствие вертикальных неотектонических движений, так и в результате процессов эрозии и денудации на протяжении плейстоцена. Как показано выше, для изучаемой территории это было время относительной стабилизации, характеризующейся отсутствием значительных по амплитуде и площадному распространению вертикальных движений и формированием выработанного эрозионно-денудационного рельефа.

Сопоставление разностной поверхности 1- и 4-го порядков с пространственным распределением комплексного параметра PRNS гидросети (рис. 7, в) демонстрирует, что в целом максимумы параметра PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращением рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. Однако такое совпадение не повсеместно — выявлены области, для которых характерна менее четкая корреляция. На наш взгляд, это можно объяснить описанной ранее стадийностью развития рельефа, а также тем, что на разных стадиях для одной и той же территории могла быть характерна инверсия вертикальных движений. Более молодая гидросеть формировала рисунок, свойственный более молодым движениям, но при этом более древняя и более развитая гидросеть оставалась консервативной и отражала направленность движений, происходивших на предшествующей стадии развития рельефа, что и отражают результаты фрактального анализа [Симонов, Захаров, 2019; Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020].

Появление минимумов параметра PRNS в пределах хр. Туран можно объяснить значительной эрозией на ранних стадиях плейстоценового этапа развития, отразившейся в разностной поверхности 3- и 4-го порядков, а несколько завышенные максимумы на севере изучаемой области могут служить подтверждением высказанного нами ранее предположения о том, что область севернее Пауканского и Дукинского разрывов могла на заключительных этапах развития региона испытывать несколько более интенсивное воздымание, что и отразилось как в разностных поверхностях 2–3-го и 1–2-го порядков, и наиболее значительно в остаточном рельефе (рис. 7, б).

Таким образом, анализ характеристик самоподобия гидросети демонстрирует не только удовлетворительную корреляцию с результатами морфоструктурного анализа, но и дает дополнительную информацию для исследования характера новейших движений. Выявленная корреляция в целом соответствует результатам, полученным ранее в работах других авторов [Мельник, Поздняков, 2007; Сидорчук, 2014; Dombradi et al., 2007], а также в наших предыдущих работах.

Выводы. 1. Морфоструктурный анализ продемонстрировал, что рельеф изучаемой территории носит унаследованный характер и в ходе неотектонического этапа развивался стадийно.

2. Наиболее интенсивные вертикальные движения происходили на ранних этапах неотектонического развития региона. В плейстоцене интенсивность вертикальных движений значительно снизилась. В это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф. Структурный план региона в ходе неотектонического этапа развития менялся.

3. На завершающих этапах неотектонического развития, в конце плейстоцена—голоцене, произошла незначительная активизация вертикальных движений со сменой структурного плана и проявлением в рельефе структур северо-северо-восточного простирания, что отразилось в особенностях остаточного рельефа. Границы областей с повышенным остаточным рельефом коррелируют с сейсмичностью региона.

4. Предложена модификация комплексного параметра самоподобия PRNS, применение которой позволили улучшить корреляцию этого

параметра с новейшими движениями, выявляемыми морфоструктурным методом. Максимумы комплексного параметра самоподобия PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращением рельефа или с областями наиболее значительной эрозии. Отметим, что результаты анализа характеристик самоподобия гидросети в основном сопоставимы с проявлениями вертикальных тектонических движений на завершающих этапах неотектонического развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 61–68.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000, Дальневосточная серия (третье поколение): Листы М-53, М-54, N-53, N-54. СПб.: Изд-во Картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2011.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. DOI: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Фрактальная геометрия речной сети и неотектоника южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 6. С. 26–42. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-6-26-42.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. Кн. 1, М.: Наука, 1972. 427 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. Кн. 2, М.: Наука, 1976. 452 с.

Мельник М.А., Поздняков А.В. Фрактальный анализ эрозионно расчлененного рельефа: методологические подходы // Вестн. Томского гос. ун-та. 2007. № 301. С. 201–205.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14. DOI: 10.15356/0435-4281-2014-1-3-14.

Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керчен-

ского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 12–25.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 19–29.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 25–36.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 182 с.

Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Филоосов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. 232 с.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

Dombradi E., Timar G., Bada G. et al. Fractal dimension estimations of drainage network in the Carpathian–Pannonian system // Global and Planetary Change. 2007. Vol. 58. P. 197–213. DOI:10.1016/j.gloplacha.2007.02.011.

Jenson S.K., Domingue J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.

Pelletier J.D. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. B4. P. 7359–7375.

Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию 29.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 05.04.2021