

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2021

---

---

Памяти Главного редактора журнала “Вулканология и сейсмология” члена-корреспондента РАН Александра Анатольевича Соловьева (21.10.1947–23.09.2021)	3
Металлогенические особенности Андского вулканического пояса в Перу, в свете спутниковых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков, А. Л. Галямов</i>	4
Феноменологическая теория афтершоков сильного землетрясения <i>А. В. Гульельми, Б. И. Клайн, А. Д. Завьялов, О. Д. Зотов</i>	14
Анализ возможностей использования сетей локального деформационного ГНСС мониторинга в сейсмоопасных районах <i>В. И. Кафтан, В. Н. Татаринов</i>	21
Эксплозивное извержение острова-вулкана Райкоке (Курилы) в 2019 г.: пирокластические отложения и их воздействие на рельеф и экосистемы <i>С. Ю. Гришин, А. Б. Белоусов, М. Г. Белоусова, А. Аиер, И. А. Козырев</i>	30
Признаки сейсмичности и новейшей активности древних разломов в районе Слободского геодинамического узла (запад Восточно-Европейской платформы) <i>С. Ю. Колодяжный, М. М. Певзнер, А. В. Полещук, Д. С. Зыков, М. Г. Леонов, И. М. Варенцов, П. В. Иванов</i>	43
Сейсмотектонические деформации земной коры Центрального и Западного Тянь-Шаня <i>Н. А. Сычева</i>	59

---

---



## ПАМЯТИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА ЖУРНАЛА “ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ” ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН АЛЕКСАНДРА АНАТОЛЬЕВИЧА СОЛОВЬЕВА (21.10.1947–23.09.2021)

DOI: 10.31857/S0203030621060237



23 сентября 2021 г. скоропостижно скончался Александр Анатольевич Соловьев – Главный редактор журнала “Вулканология и сейсмология”, известный ученый-геофизик, доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН.

Тяжелая, внезапная и невозполнимая утрата! Боль и скорбь переполняют сердца всех, кто знал Александра Анатольевича Соловьева...

Путь в большую науку для выпускника механико-математического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова начался в отделе вычислительной геофизики Института физики Земли АН СССР, где Александр Анатольевич трудился до начала девяностых годов прошлого века. Далее – плодотворная научная работа во вновь созданном Международном институте теории прогноза землетрясений и математической геофизики АН СССР. Сегодня это – Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН – динамично развивающаяся научная организация мирового уровня, высокий статус и авторитет которой – огромная заслуга Александра Анатольевича Соловьева, возглавлявшего Институт с 1998 по 2017 гг.

В академическом сообществе А.А. Соловьев – выдающийся российский ученый, внесший принципиальный вклад в развитие методов распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений и математического моде-

лирования сейсмической опасности, автор более трехсот научных работ. Широта его научных интересов в науках о Земле была поистине впечатляющей, а достигнутые результаты получили заслуженное мировое признание. Под руководством Александра Анатольевича более двадцати лет работали международные научные школы по прогнозу землетрясений в Международном центре теоретической физики в городе Триест в Италии.

Много сил и времени посвятил Александр Анатольевич развитию нашего журнала, был заместителем Главного редактора, а потом и возглавил журнал и редколлегию. С огромной теплотой мы вспоминаем совместную работу с высокоинтеллигентным и чутким человеком, талантливым руководителем с безупречной репутацией в науке и в жизни. Невероятное трудолюбие позволяло ему одновременно быть и ответственным редактором научных изданий серии “Вычислительная сейсмология”, и членом редколлегии журнала “Физика Земли”.

Большое внимание Александр Анатольевич уделял работе с молодежью, многие годы он преподавал в Московском институте стали и сплавов, Московском институте инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии, входил в состав диссертационного совета в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Заслуги А.А. Соловьева отмечены медалью “В память 850-летия Москвы” и Орденом Дружбы.

Александр Анатольевич гармонично сочетал в научной работе строгую, поистине математическую принципиальность и неизменно чуткое отношение к людям, был невероятно целостной и многогранной личностью. Нет слов, чтобы в полной мере передать чувство пустоты и потери...

Скорбим о безвременной кончине нашего любимого и уважаемого коллеги Александра Анатольевича Соловьева и выражаем самые глубокие соболезнования его родным и близким, коллегам, товарищам. Нам будет очень не хватать его неизменно искренней, светящейся улыбки.

Светлая память о замечательном человеке и крупном ученом навсегда сохранится в сердцах его учеников, коллег и друзей – всех, кому довелось общаться и работать с Александром Анатольевичем.

*Редколлегия журнала “Вулканология и сейсмология”,  
сотрудники Института теории прогноза  
землетрясений и математической геофизики РАН,  
сотрудники Института физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН*

УДК 553.411.071

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА В ПЕРУ, В СВЕТЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2021 г. Ю. С. Савчук<sup>а</sup>, \*, А. В. Волков<sup>а</sup>, А. Л. Галямов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: yurasavchuk@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.02.2021 г.

После доработки 10.03.2021 г.

Принята к публикации 17.06.2021 г.

Перуанская часть Андского вулканического пояса (АВП) характеризуется значительной рудоносностью. Здесь разведаны Au–Ag эпитермальные, Cu–порфиновые, скарновые, Fe-оксидные (IOCG-типа) и полиметаллические месторождения. Металлогения АВП определяется субдукционным процессом – поддвигом океанической плиты Наска под окраину Южно-Американского континента. Особенности металлогении АВП рассмотрены на основе результатов современных геофизических исследований литосферы с использованием данных спутника GOCE: гравитационного поля, поверхности Мохо, термального режима верхней мантии. Аномалия в линейном размещении рудных объектов на юго-востоке изученной территории АВП, по-видимому, обусловлена влиянием “горячей точки” на состав магматических образований и рудоносных растворов, а объекты IOCG-типа могут быть индикаторами таких обстановок.

Ключевые слова: Анды, Перу, IOCG-тип, эпитермальный, медно-порфиновый, полиметаллический, Мохо, верхняя мантия

DOI: 10.31857/S0203030621050059

### ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанский рудный пояс [Смирнов, 1946] – чрезвычайно насыщенный рудными месторождениями блок земной коры. Ранее показана четкая корреляция металлогенической зональности от состояния недр всего этого пояса [Сидоров и др., 2018], а также детализация для Чилийского сегмента [Волков и др., 2020]. В последнем случае, практически линейный характер металлогенических поясов определяется равномерным распределением параметров погружающейся плиты Наска, что отмечалось Р. Силлитое [Sillitoe, 2003, 2010]. Но, если двигаться к северу, на Большой детальной карте рельефа дна Тихого океана (программа Google Earth Pro), в плите Наска выделяется Хребет Наска (Nazca Ridge), имеющий северо-восточную ориентировку, разделяющий Перуанский и Чилийский бассейны и упирающийся в Перуано-Чилийский желоб. Соответственно, на территории Перу здесь наблюдается аномальное нарушение линейности в размещении различных металлогенических поясов.

Для объяснения закономерностей размещения месторождений в перуанском отрезке АВП проведен анализ результатов современных гео-

физических исследований глубинного строения литосферы, с использованием данных спутника GOCE: гравитационного поля, поверхности Мохо, термального режима верхней мантии. Кроме того, в статье использованы личные наблюдения авторов, посетивших ряд рудных районов и месторождений в перуанском отрезке АВП, а также результаты анализа большого массива опубликованной информации по рудоносности этой территории.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Космические технологии крайне важны для металлогенического анализа, особенно удаленных, слабо освоенных территорий. Полученные космическим аппаратом GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer) гравиметрические данные стимулировали развитие глобальных моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии, способствовавших пониманию металлогенической специализации рудных районов [Волков и др., 2020].

Для объяснения закономерностей размещения месторождений в перуанском отрезке АВП проведен анализ результатов современных геофизических исследований литосферы: гравитационного поля, мощности коры, поверхности Мохо, термального режима верхней мантии<sup>1</sup>. Новая модель CRUST1.0 определена сетью  $1 \times 1'$  и основана на базе данных о толщине земной коры по результатам сейсмических исследований. Модель земной коры унаследована из модели CRUST2.0<sup>2</sup> [Bassin et al., 2000]. Типы коры определялись в зависимости от возраста фундамента или тектонических условий [Bouman et al., 2015] и для каждой ячейки сети даны глубина границы Мохо, скорость сжатия и скорость сдвига, а также плотность для 8 слоев: воды, льда, трехслойного осадочного чехла и верхней, средней и нижней кристаллической коры. Данные осадочных слоев, в основном, соответствует модели [Laske, Masters, 1997].

Современные прогнозно-металлогенические построения на основе космических данных невозможны без составления ГИС-проекта, включающего картографический материал и глобальную базу данных месторождений стратегических металлов. При проведении пространственно-статистического ГИС-анализа применялись известные методические приемы, заложенные в аналитический аппарат ARCMAP, MAPINFO и других картографических математико-аналитических систем, а также разработанные авторами новые методические подходы.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЕРУАНСКОГО ОТРЕЗКА АВП

Прибрежная территория Перу принадлежит к Андской вулcano-плутонической дуге активной континентальной окраины Южно-Американского континента, чем определяются основные особенности геологического строения [Хаин, 1971; Геологическая карта ..., 1979; Geologia del Peru, 1995]. В строении этой окраины выделяются продольные поднятия Восточной и Центральной Кордильеры, сложенные докембрийскими (верхнепротерозойскими) и нижнепалеозойскими метаморфитами, незначительно прорванные позднепалеозойскими и кайнозойскими гранитоидами. К палеозойским метаморфитам приурочены проявления золота, а к кайнозойским интрузиям месторождения олова. В Западной Кордильере докембрийско-нижнепалеозойское метаморфическое основание почти полностью перекрыто средними—кислыми вулканитами мезозоя—кайнозоя, в которых развиты месторождения сереб-

ра. В осевой части распространены гранитоидные интрузивы Андийского батолита (верхний мел—палеоген), с которыми ассоциируют крупнейшие медно-молибденовые и серебро-полиметаллические месторождения. В докембрийских метаморфитах и осадочных породах Береговой Кордильеры, прорванных средними и кислыми интрузиями мела—палеогена, размещаются месторождения железных руд.

На Металлогенической карте Перу<sup>3</sup> выделено 26 вытянутых в северо-западном направлении металлогенических поясов и зон, которые характеризуются приуроченностью к геологическим формациям определенного возраста и состава и иллюстрируют размещение основных рудных объектов. Эти пояса имеют линейный характер и их конфигурация в большей степени зависит от распространения конкретных геологических формаций. Согласно современным тектоническим концепциям их положение обусловлено особенностями субдукционного процесса на Андской активной окраине, а также геохимической специализацией вмещающих пород.

Для анализа особенностей размещения разнотипного оруденения в зависимости от глубинного строения территории, нами использованы результаты геологических исследований последних лет<sup>4</sup>, что позволило уточнить эту схему и в общем виде представить основные металлогенические пояса: железорудный (ЮСГ) пояс, площадь развития жильных золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождения и проявлений, медно-порфиновый пояс, пояс эпитермальных золотых и полиметаллических месторождений (рис. 1).

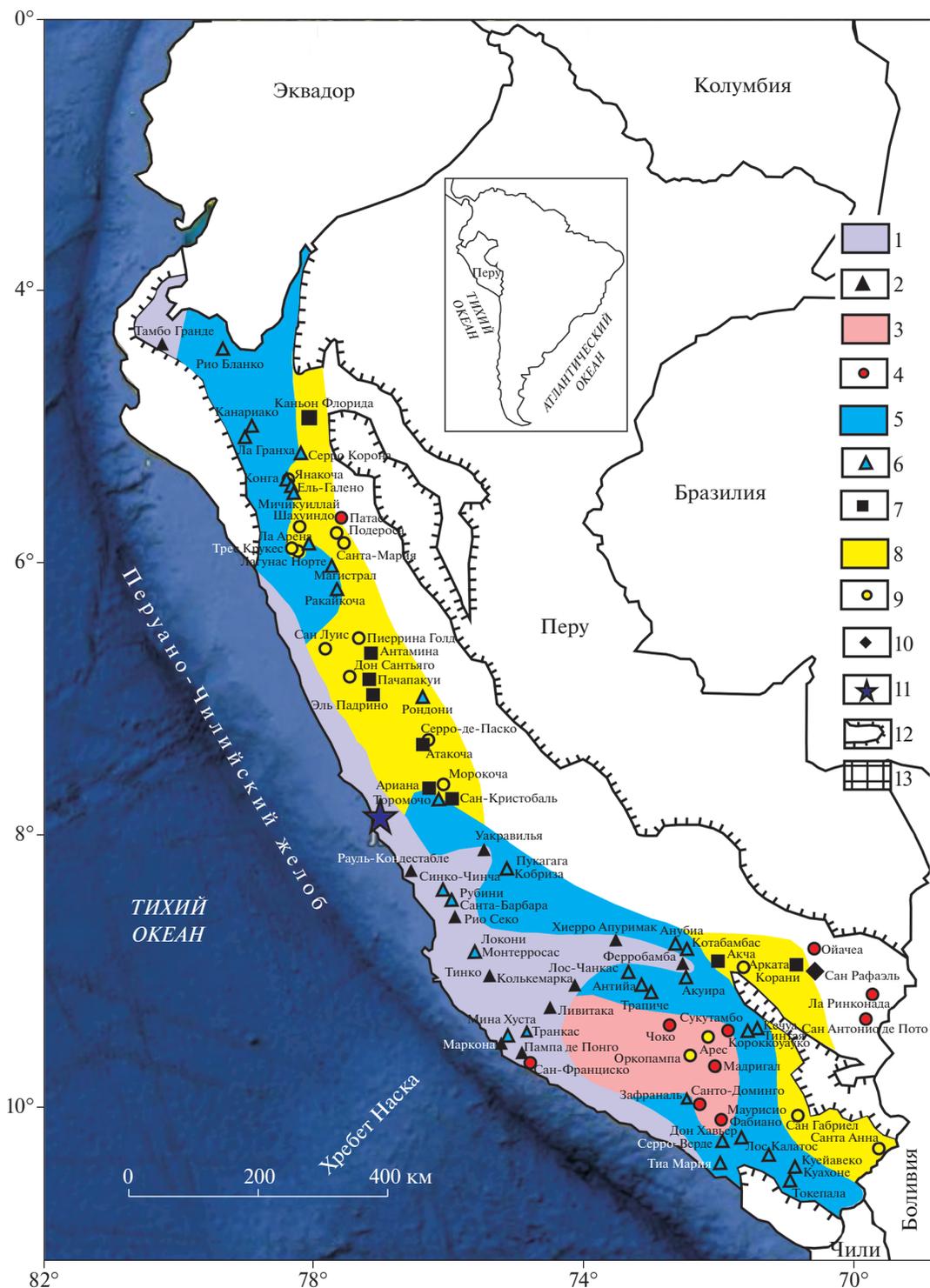
Такой генерализованный подход дал возможность выявить осложнения в линейном характере традиционно выделяемых металлогенических поясов (см. рис. 1). Особенно это видно на примере месторождений ЮСГ-типа. В целом, все железорудные объекты Перу (кроме Тамбо-Гранде) концентрируются довольно компактно и совместно с другими проявлениями, в т.ч. мелкими жильными медными и медно-золотыми, входят в вытянутую непосредственно вдоль побережья область месторождений ЮСГ-типа. В нашем случае здесь обращает на себя внимание значительное по размерам ответвление в восточном направлении, где сравнительно далеко от береговой линии выявлены несколько месторождений железных руд — Ферробамба, Хиерро Апуримак и ряд проявлений.

<sup>3</sup> Metallogenic Map of Peru: Mining operations and Project. <http://www.ingemet.gob.pe/metallogenic>

<sup>4</sup> Peru: Cartera de Proyectos de Construcción de Mina [http://mineria.minem.gob.pe/proyectos\\_mineros/proyectos-de-construccion-de-mina](http://mineria.minem.gob.pe/proyectos_mineros/proyectos-de-construccion-de-mina)

<sup>1</sup> <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>

<sup>2</sup> <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>



**Рис. 1.** Схема размещения эпitherмального золото-серебряного, полиметаллического, медно-порфирового, IOCG-типа и золотого оруденения в пределах Андского вулканического пояса в Перу, совмещенная со схемой рельефа морского дна (программа Google Earth Pro). С использованием Peru: Cartera de Projectos de Construcción de Mina.

1 – IOCG пояс; 2 – объекты IOCG-типа; 3 – площадь развития жильных золотых проявлений; 4 – золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и проявления; 5 – медно-порфировый пояс; 6 – медно-порфировые, жильные медные месторождения; 7 – свинцово-цинковые месторождения; 8 – полоса эпitherмальных золотых и полиметаллических месторождений; 9 – эпitherмальные золото-серебряные месторождения; 10 – оловянно-медное месторождение; 11 – столица Перу – Лима; 12 – границы обнаженной части Андского вулкано-плутонического пояса; 13 – контур вулканического пояса (см. рис. 2).

Также к юго-востоку от этого ответвления предполагается изометричная область развития мелких золотых кварцево-жильно-прожилковых и золото-серебряных эпитермальных месторождений. Здесь в породах проявлены нарушения, входящие в региональные системы сдвигов, являющихся важными металлогеническими элементами. Например, сдвиговая система Инкапукуйо—Синча—Йюта, проходящая с юго-востока на северо-запад (Андская система), к ней приурочены золотые месторождения Санто-Доминго, Маурисио-Фабiano, также целый ряд медно-порфировых месторождений — Токепала, Куйавеко, Куахоне, Лос Калатос, Чапи, Серро-Верде, Зафраналь.

Аномалии в линейном размещении различных рудных объектов в юго-восточном Перу, а также приуроченность здесь золотых и ряда медно-порфировых месторождений к региональным сдвиговым системам приводят к выводу о недостаточности учета только формационных данных и о значительной роли глубинных факторов в металлогеническом облике этого блока земной коры. Роль этих факторов мы попытались рассмотреть ниже.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ГЛОБАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПЕРУАНСКОГО ОТРЕЗКА АВП

Большая часть Тихоокеанского побережья Перу представляет собой магматическую дугу, связанную с субдукцией океанической плиты Наска под Южно-Американский континент. Особенности морфологии этой плиты выражаются в ее рельефе. Так, на схеме рельефа морского дна (программа Google Earth Pro) четко видны основные структуры: Перуано-Чилийский желоб и Хребет Наска, разделяющий две океанические котловины — Перуанскую и Чилийскую (см. рис. 1). Представления о строении земной коры и состоянии верхней мантии в пределах плиты Наска и Тихоокеанского побережья Перу, основанные на материалах и базах проекта<sup>5</sup> (рис. 2а—д), позволяют понять и объяснить основные особенности металлогении территории Перу.

Гравиметрические данные (см. рис. 2а) в океанической части показывают самые высокие значения, хребет Наска характеризуется несколько пониженными данными, континентальная часть — при общем линейном характере постепенного убывания, самый минимум на крайнем юго-востоке.

Глубина залегания Мохо (см. рис. 2б) минимальная в океане, в районе хребта Наска небольшое увеличение глубины, далее закономерное

увеличение глубин в сторону континента, с максимальными глубинами под обнаженной частью континента, с небольшим расширением области максимальных глубин к юго-востоку территории.

Мощность коры (см. рис. 2в): в океане — самые низкие значения, под хребтом Наска небольшое увеличение мощности, северо-восточнее желоба постепенное увеличение мощности до максимальных значений под обнаженной частью, с расширением области максимальных значений к юго-востоку.

Температура мантии (см. рис. 2г): наиболее разогретая мантия в широкой полосе вокруг и к северу от хребта, эта разогретая область распространяется к юго-востоку под континент, достигая там максимальных значений, и более холодная на значительном удалении от этих областей.

Плотность мантии (см. рис. 2д): области минимальных значений повторяют контур наиболее высоких температур мантии.

Таким образом, океаническая область характеризуется высокими значениями гравиметрических данных, высоким залеганием Мохо, наименьшей мощностью коры, сравнительно холодной и плотной мантией. Такие характеристики обычны для океанической коры.

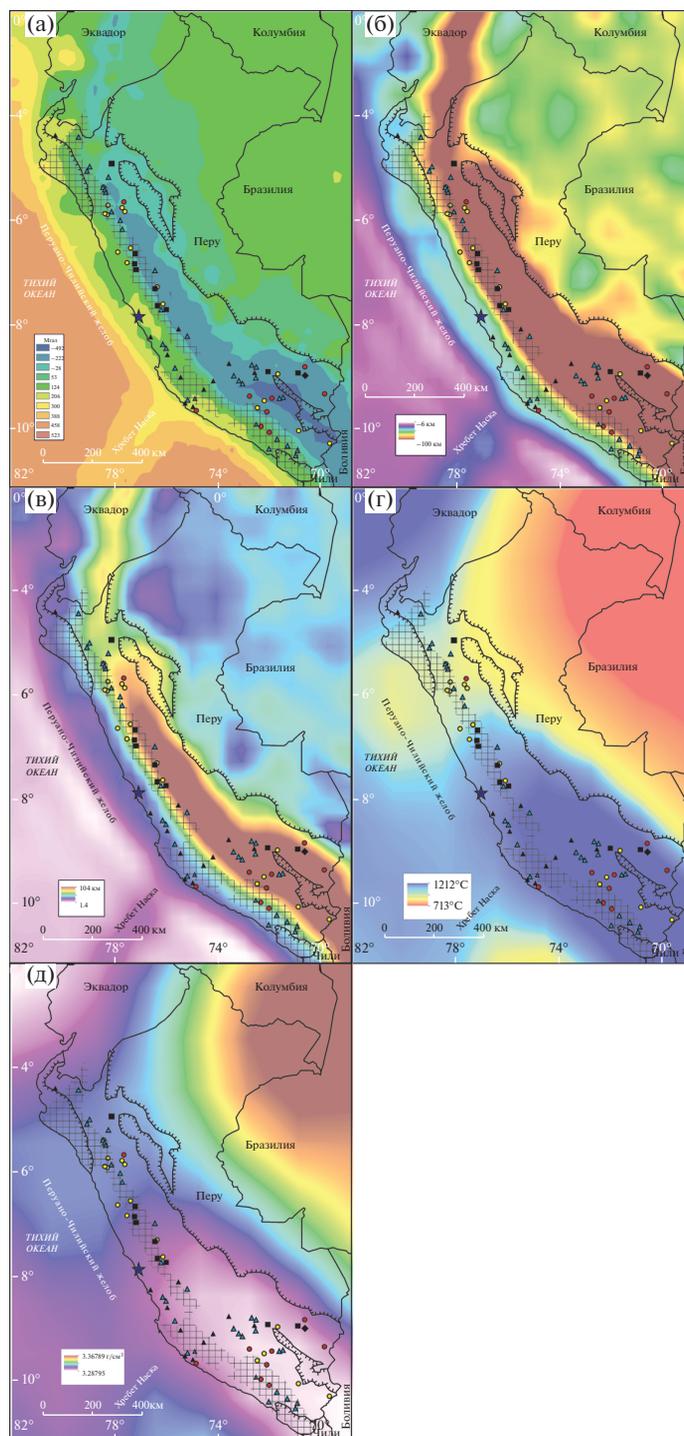
Хребет Наска, по сравнению с океаном, отличается пониженными значениями гравиметрических данных, увеличением глубины залегания Мохо, небольшим увеличением мощности коры, наиболее разогретой мантией, с ее минимальной плотностью.

Для континентальной части характерны: линейный характер изолиний, при постепенном понижении гравиметрических значений, максимальной глубине залегания Мохо, увеличении мощности коры. В юго-восточной части Перу заметно выделяется расширение области с самыми низкими значениями гравиметрии, наибольшей глубиной залегания Мохо, максимальной мощностью коры, а для мантии здесь характерно резкое повышение температуры до максимальных значений и минимальная плотность.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Размещение железорудных, медно-порфировых, медных скарновых, а также эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений в перуанском отрезке АВП четко подчиняется строению геофизических полей: полоса их развития фактически повторяет полосу с низкими значениями гравитационного поля, увеличенной глубиной залегания Мохо и максимальной мощностью коры. Также рудные объекты больше тяготеют к зоне с максимальными значениями температуры и минимальными плотностями верхней мантии.

<sup>5</sup> <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>



**Рис. 2.** Геофизические данные территории Перу.

а – гравитационное поле, мГал (использована “Глобальная модель гравитационного поля Земли масштаба 1 : 5000 000”); б–д – на основе материалов и базы данных проекта<sup>6</sup>: б – глубина залегания Мохо в км, в – мощность коры в км, г – температура верхней мантии на глубине 60 км, д – плотность верхней мантии на глубине 60 км.

Распространение месторождений железа **IOCG-типа** в Андском поясе и особенности их строения рассмотрены Р. Силлитое, П. Вильям-

сом, М. Бартоном и другими [Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005]. В Перу эти месторождения распространены в прибрежной полосе, где сравнительно высокие значения гравитационного поля, небольшая глубина залегания Мохо и минималь-

<sup>6</sup> <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>

ная мощность коры. Особенности состояния верхней мантии не так важны, хотя несколько железорудных месторождений приурочены к области с максимальными значениями температуры и, соответственно, минимальной плотности. В прибрежной полосе также распространены многочисленные жильные медные и железорудные объекты — Пампа де Понго (Fe), Мина Хуста (Cu), Тинко (Fe), Локони-Монтерросас (Cu), Рио Секо (Fe), Санта-Барбара (Cu), Рубини (Cu), Синко-Чинча (Cu), трассирующиеся на одной линии, выраженной серией сдвигов. Примечательным является позиция золотого месторождения Сан-Франциско, также приуроченного к этой сдвиговой зоне.

Де Халлер с соавторами [De Haller et al., 2006], изучавший месторождение Рауль-Кондестабль, прямо указывает на образование месторождений IOCG-типа на конвергентных границах плит, а в Перу они приурочены к вулканической дуге, активность которой, возможно, началась уже в поздней юре и продолжалась вплоть до эоцена. Минерализация залегает в ядре дацитово-андезитового вулканического сооружения, а результаты исследований по изотопии цирконов и Рb указывают что вмещающие породы образованы в результате частичного плавления обогащенной верхней мантии.

Таким образом, все исследователи согласны с гидротермальным происхождением IOCG-типа месторождений, но источники металлов и флюидов остаются спорными. Шимин Шу [Zhimin Zhu, 2016] рассмотрел особенности распределения золота в таких месторождениях и отметил положительную корреляцию между содержаниями меди и золота, хотя отношения Cu/Au в различных месторождениях IOCG существенно различаются в диапазоне 0.7–64. Также отмечается, что вмещающие породы могут быть основным источником золота, а охлаждение, взаимодействие флюида и пород, а также смешивание флюидов является основным контролем осаждения золота и меди в месторождениях IOCG-типа.

Значительный интерес представляют золотые месторождения Перу, среди которых выделяются несколько генетических типов. Так, изучение строения и состава россыпного золота в северной части Перу [Мильтон, 2013] указывает на то, что золото принесено из разных коренных источников, большинство из которых относятся к кварц-золоторудной формации (высокопробное золото), а некоторая часть — к эпитермальным месторождениям (средне- и низкопробное золото). Медистое золото может быть связано с золото-медно-порфиоровыми месторождениями, которые характерны для АВП.

**Золоторудные прожилково-жильные** месторождения Береговых и Западных Кордильер разме-

щаются в разнообразных породах, например, для проявления Сан-Франциско вмещающие представлены вулканогенно-осадочными породами, потоками порфириновых лав и диабазами, которые прорваны гранитоидным массивом. Жильные тела мелкого месторождения Фабиано-Маурисио расположены в пределах Берегового батолита, сложенного габбро-диоритами, тоналитами и монцогранитами, пересеченного дайками аплитов, микродиоритов и роговообманковых диоритов. Местами наблюдается маломощный покров плиоценовых туфов дацитов и риолитов. В целом, изометричная область распространения золотых месторождений, располагающаяся на юго-востоке Перу, характеризуется аномальными низкими и переходными к более высоким значениям гравитационного поля, сравнительно большой глубиной залегания Мохо и максимальной и средней мощностями коры. Здесь также максимальны значения температуры и минимальные плотности верхней мантии. Основную роль в рудолокализации имеют нарушения, входящие в региональную систему сдвига Инкапукуйо—Синча—Йюта, проходящего с юго-востока на северо-запад (Андская система), и трещины от северо-восточного до северо-северо-восточного направлений. К этой региональной сдвиговой системе нарушений приурочен также целый ряд медно-порфириновых месторождений — Куейавеко, Куахоне, Лос Калатос, Дон Хавьер, Зафраналь и золотое месторождение Санто-Доминго.

**Медно-порфировые** месторождения в Западной Кордильере связаны с верхнемеловыми и палеогеновыми интрузивами, а на месторождении Токепала руды содержатся в трубчатом крутопадающем теле брекчий в теле кварцевых порфиров. Скарновые медные месторождения Восточной Кордильеры локализируются в меловых известняках, на контактах с гранитоидами палеогена. В целом, для медных месторождений устанавливается четкая связь с магматизмом.

Жильные гидротермальные и скарновые месторождения **свинца и цинка**, развитые в мезозойских карбонатных породах и вулканитах, ассоциируют с кайнозойскими интрузиями, а **эпитермальные золото-серебряные месторождения** располагаются в миоценовых андезитах, их туфах и туфобрекчиях и локализируются в зонах трещиноватости на пересечении продольных и поперечных разрывных нарушений. С. Видал и Д. Нобль [Vidal, Noble, 1993] отмечают, что в регионе Западных Кордильер и Альтиплано, к востоку от Серро-де-Паско, развита система разломов северо-восточного простирания. Эта система опознается по ряду косвенных свидетельств, таких как изгибы складок, грабен- и горстовый рельеф, а также расположение штоков, вулканов и прожилковых скоплений серебряных и полиметаллических руд. Месторождения барита и мас-

сивных сульфидов среднемелового возраста активно разрабатываются в горнодобывающем районе Санта-Крус де Кочачакра, в 50 км к востоку от Лимы [Vidal, 1987]. Оруденение приурочено к подводным пирокластическим потокам, куполам кислой лавы и гидротермальных жерл, которые перекрыты известковыми отложениями. Обосновывается связь месторождений с миоценовым вулканизмом [Silbermann, Noble, 1977; Vidal et al., 1984].

Отдельную группу представляют золотые месторождения в северо-восточных и юго-восточных областях Перу, отличающиеся от развитых рядом эпитермальных объектов. Одной из таких площадей является провинция Патаз в Восточной Кордильере. Здесь развиты **золотоносные кварц-сульфидные жилы**, из которых за последние 100 лет на более чем 16 месторождениях было добыто 6 млн унций золота и по данным И. Аберлина [Haeblerlin, 2002] ресурсы золота здесь оцениваются в 40 млн унций для всего минерализованного пояса. Характерна следующая ассоциация металлов: Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn,  $\pm$ Cu,  $\pm$ Sb,  $\pm$ (Bi-Te-W) и два рудных парагенезиса, богатых сульфидами, первый сложен молочным кварцем, пиритом, арсенопиритом и анкеритом, а второй — серым микрозернистым кварцем, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, Sb-сульфосолями, электрумом и самородным золотом.

Эти месторождения жильного типа, относимые к классу орогенных (или мезотермальных), расположены вдоль западной и восточной окраины батолита Патаз (возраст интрузии по U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : 329–328 млн лет) и реже в пределах вмещающих метаосадочных пород от верхнего протерозоя до ордовика. Возраст золотой минерализации как средний карбон определен по мусковиту из жил в 314–312 млн лет по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Такая разница в датировках батолита и золотого оруденения позволила исключить их генетическую связь и интерпретирована как использование рудоносными растворами ослабленных зон вдоль контактов интрузива [Haeblerlin, 2002]. Вероятно, эта золото-сульфидная минерализация относится к ранним стадиям развития территории, в отличие от остальных объектов кайнозойского возраста.

Таким образом, среди рассмотренных месторождений по генезису выделяются две крупные группы — непосредственно связанные с интрузивным магматизмом и гидротермальные в региональных сдвиговых зонах, для которых также подразумевается связь с магматическими продуктами.

В целом, геологическое строение и металлогения рассматриваемой территории определяются ее положением в пределах Андской вулcano-плутонической дуги на активной окраине Южно-

Американского континента. Особенности геодинамической обстановки формирования крупных минеральных месторождений в более южном Центрально-Андском районе (22°–34° ю.ш.) рассмотрели С.М. Кей и К. Мподозис [Kay, Mpodosis, 2001]. По их данным, главным для магматизма и рудообразования является флюидогенерация из постепенно выполаживающейся и холодной субдуцирующей океанической плиты. С этим процессом связана гидратация мантии и нижней коры над субдуцирующей плитой. Минералообразующие флюиды высвобождаются по мере утолщения коры и ее дегидратации, а критическими событиями при этом является процесс разрушения амфибол-содержащих комплексов в коровых зонах плавления.

Регионы размещения месторождений железа IOCG-типа разнообразны в тектоническом отношении, но выявлена [Hitzman et al., 1992; Иогансон, 2015] их приуроченность к зонам растяжения в активных континентальных окраинах. Варианты модели и обстановки образования месторождений железа IOCG-типа и ряда сопутствующих элементов рассмотрены М.Д. Бартоном [Barton, 2014], который отметил множественность источников рудообразующих флюидов — магматический, верхнекоровый, метаморфический и т.д. В любом случае отмечена локализация месторождений в зонах региональных глубинных разломов, по которым осуществлялся подток флюидов. Г. Корбетт [Corbett, 2009] рассмотрел зональность рудных месторождений в активной окраине: ближе к желобу располагаются золото-серебряные месторождения с высоким содержанием сульфидов (high sulphidation epithermal), затем в “осевой” части вулcano-плутонической дуги медно-порфиновые и полиметаллические серебро- и золотосодержащие, а наиболее удалены эпитермальные низкосульфидные проявления (low sulphidation epithermal). Модель медно-порфировых с золотом месторождений является одной из наиболее хорошо разработанных [Sillitoe, 2000; Richards, 2003; Cooke et al., 2004; Seedorff et al., 2005] и обосновывается связью этих месторождений с эпитермальными золото-серебряными и полиметаллическими объектами [Hedenquist et al., 2000]. Наглядно продемонстрировали связь различного эпитермального и медно-порфирового оруденения Е. Ермолин с соавторами [Ermolin et al., 2018] в своем докладе на ЕМІW в 2018 г.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, наиболее информативными при анализе металлогении региона являются геофизические данные по состоянию гравитационного поля, глубине залегания Мохо и мощности коры. На геофизических схемах выделяется своей

повышенной рудоносностью изометричная область на юго-востоке Перу с аномальными значениями температуры и плотности верхней мантии. Эти аномальные характеристики в районе хребта Наска и юго-восточной части Перу можно объяснить влиянием “горячей точки” в мантии и ее миграцией.

В целом, металлогения прибрежной территории Перу обусловлена взаимодействием нескольких факторов: 1) субдукция океанической коры плиты Наска под континентальную окраину, обеспечившая генерализованно-линейный (параллельно глубоководному желобу) характер металлогенических зон; 2) влияние “горячей точки” на состав магматитов и рудоносных растворов, что определило расширение металлогенических зон на юго-востоке и аномальное ответвление к востоку области распространения железорудных месторождений. Вероятно, с этим же фактором связана также изометричная площадь развития небольших прожилково- жильных золото-сульфидно-кварцевых проявлений на юго-востоке Перу; 3) определяющая роль серии продольных (северо-западных и северо-северо-западных) сдвиговых структур на размещение многих золотых, золото-серебряных, полиметаллических, железорудных и медных объектов, что позволяет выделять своеобразные “тренды”; 4) при размещении рудной минерализации, особенно удаленной эпиптермальной, значителен фактор поперечных (северо-восточных) нарушений.

Судя по косому расположению основных сдвиговых зон, ориентированных в северо-северо-западном направлении: первая прослеживается от месторождения Синко-Чинча (Cu) до проявления Сан-Франциско (Au); вторая от месторождения Хиерро Апуримак (Fe) до месторождения Токепала (Cu), при подвиге плиты Наска под Южно-Американский континент наблюдается правая сдвиговая компонента значительной амплитуды и, таким образом, взаимодействие плит имеет транспрессионный характер. Таким образом, прослеживанием этих сдвиговых зон выделяются т. н. рудные тренды, причем тип минерализации в конкретной секции тренда, по-видимому, определяется глубинными факторами, особенно глубиной залегания Мохо, мощностью коры, температурой и плотностью мантии.

Объекты IOCG-типа могут являться индикаторами, по распространению которых удобнее всего выявлять региональные аномалии в размещении рудных объектов, а также использовать

для реставрации палеогеодинамических обстановок в пределах окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов различного возраста — подвиг океанических хребтов, обусловленных функционированием “горячих точек”. Также важно трассирование транспрессионных сдвиговых зон, которые контролируют размещение гидротермальных прожилково- жильных рудных месторождений.

Приведенные исследования, с применением данных со спутников наиболее актуальны для территории Северо-Востока России, где в обстановке активной континентальной окраины сформирован Охотско-Чукотский вулканический пояс. Ранее варианты использования при прогнозе эпиптермальных месторождений геофизических методов для этих территорий рассмотрели Е.Ю. Ермолин, О. Ингеров, А.А. Савичев<sup>7</sup>, космоструктурных схем — Ю.С. Ананьев, В.Г. Житков, А.А. Поцелуев [2019], хотя здесь наблюдаются определенные различия с эталонными объектами в типе, составе и геохимических характеристиках сопутствующих изменений [Волков и др., 2015].

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы ИГЕМ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Поцелуев А.А.* Прогнозно-поисковая модель эпиптермальных Au—Ag месторождений кислотно-сульфатного типа по данным дешифрирования современных космических снимков (на примере рудного поля Светлое, Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 5. С. 84—92.

*Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Чижова И.А., Алексеев В.Ю.* Эпиптермальное золото-серебряное месторождение Аган и перспективы выявления минерализации высокосульфидизированного типа на Северо-Востоке России // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 25—47.

*Волков А.В., Галямов А.Л., Савчук Ю.С.* Применение моделей глубинного строения Земной коры и верхней мантии, созданных на основе гравитационных данных спутника GOCE, в металлогеническом анализе // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 4. С. 41—50.

Геологическая карта Южной Америки. Масштаб 1 : 5000000 / Гл. ред. Н.А. Беляевский. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1979.

<sup>7</sup> <http://geophysmethod.ru/images/Gold-Physic-GeoModel>

- Йогансон А.К.* К проблеме закономерностей формирования протерозойских железоокисно-редкоземельных (с медью, ураном, золотом) месторождений типа Олимпик-Дэм – Баян-Обо // Региональная геология и металлогения. 2015. № 64. С. 101–113.
- Ермолин Е.Ю., Ингеров О., Савичев А.А.* Физико-геологическая модель эпitherмального Au–Ag месторождения (Чукотка) на основе комплекса геофизических и геохимических исследований. <http://geophysmethod.ru/images/Gold-Physic-GeoModel.pdf> (22.12.2020).
- Мильтон В.* Особенности вещественного состава россыпного золота реки Мараньон (Перу) // Записки Горного института. СПб. 2013. Т. 200. С. 172–178.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Галямов А.Л., Чижова И.А.* Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2018. № 2. С. 3–17.
- Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
- Хаун В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Barton M.D.* Iron Oxide (–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. Tucson, AZ, USA: University of Arizona, 2014. P. 515–541. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01123>
- Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. V. 81. № 48. F897. <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>
- Bouman J., Ebbin J., Meekes S. et al.* GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling // Intern. J. Appl. Earth Observ. Geoinf. 2015. V. 35. P. 16–30.
- Cooke D.R., Wilson A.J., Davies A.G.S.* Characteristics and genesis of porphyry copper-gold deposits. Tasmania: University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research Special Publication, 2004. № 5. P. 17–34.
- Corbett G.* Anatomy of porphyry-related Au–Cu–Ag–Mo mineralised systems: some exploration implications // Australian Institute of Geoscientists North Queensland Exploration Conference // AIG Bull. 2009. V. 49. P. 36–46.
- De Haller A., Fontboté L.* The Raul-Condastable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru: Ore and related hydrothermal alteration, sulfur isotopes, and thermodynamic constraints // Econ. Geol. 2009. V. 104. № 3. P. 365–384.
- Ermolin E., Ingerov O., Savichev A.A., Smirnov M.* The physical-geological model of the LS-epithermal Au–Ag deposit (Chukotka) on the result of AMT data integration // EMIW. Presentation. 2018. 75 p.
- Geologia del Peru // Instituto Geologico Minero y Metalurgico. Boletín № 55. Lima–Peru, 1995. 177 p.
- Haerberlin Y.* Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposits at the Patate Province, eastern Andean Cordillera, Peru // Genève. Terre & Environnement. 2002. V. 36. 182 p.
- Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Uruen E.* Exploration for Epithermal Gold Deposits // SEG Reviews. 2002. V. 13. P. 245–277.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T.* Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu–U–Au–REE) deposits // Precambrian Res. 1992. 58. P. 241–287.
- Kay S.M., Mpodozis C.* Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust // GSA Today. 2001. P. 4–9.
- Laske G., Masters G. A.* Global Digital Map of Sediment Thickness // EOS Trans. AGU. 1997. V. 78. F483.
- Metallogenic Map of Peru: Mining operations and Projects. URL: <http://www.ingemet.gob.pe/metallogenic> (03.12.2020).
- Peru: Cartera de Proyectos de Construcción de Mina. URL: [http://mineria.minem.gob.pe/proyectos\\_mineros/proyectos-de-construccion-de-mina](http://mineria.minem.gob.pe/proyectos_mineros/proyectos-de-construccion-de-mina) (21.08.2020).
- Richards J.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1515–1533.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaud M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features // Econ. Geol. One Hundredth Anniversary. 2005. P. 251–298.
- Silbermann M.L., Noble D.C.* Age of igneous activity and mineralization, Cerro de Pasco, Peru // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 925–930.
- Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // Reviews in Economic Geology. 2000. V. 13. P. 315–345.
- Sillitoe R.H.* Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view // Miner. Deposita. 2003. V. 38. P. 787–812.
- Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Vidal C.E.* Kuroko-type deposits in the middle Cretaceous marginal basin of Central Peru // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1409–1430.
- Vidal C.E., Maya O., Noble D.C., McKee E.H.* Sobre la evolución de soluciones hidrotermales desde el centro volcánico Marcapunta en Colquijirca-Pasco // Soc. Geol. Peru. 1984. V. 10. 14 p.
- Williams P. J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., DE, Marc G., Oliver N.H.S., Marschik R.* Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin // Econ. Geol. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 371–405.
- Zhimin Zhu.* Gold in iron oxide copper–gold deposits // Ore Geol. Rev. 2016. № 72. P. 37–42.

## **Metallogenic Features of The Andean Volcanic Belt in Peru, in the Light of Satellite Data on the Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle**

**Yu. S. Savchuk<sup>1, \*</sup>, A. V. Volkov<sup>1</sup>, and A. L. Galyamov<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,  
Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: yurasavchuk@yandex.ru*

The Peruvian part of the Andean volcanic belt (AVB) is characterized by significant ore content. There are explored Au–Ag epithermal, Cu-porphyry, skarn, Fe-oxide (IOCG-type) and polymetallic deposits. Metallogeny of AVB is determined by the subduction process – the underthrusting of the Nazca oceanic plate under the margin of the South American continent. The features of metallogeny of AVB are considered on the basis of the results of modern geophysical studies of the lithosphere using data from the GOCE satellite: the gravity field, the Moho surface, and the thermal regime of the upper mantle. The anomaly in the linear distribution of ore objects in the southeast of the studied area of the AVB is apparently due to the influence of the “hot spot” on the composition of magmatic formations and ore-bearing solutions, and IOCG-type objects can be indicators of such environments.

*Keywords:* Andes, Peru, IOCG-type, epithermal, copper-porphyry, polymetallic, Moho, upper mantle

УДК 550.343

## ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ АФТЕРШОКОВ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 2021 г. А. В. Гульельми<sup>а, \*</sup>, Б. И. Клайн<sup>б, \*\*</sup>, А. Д. Завьялов<sup>а, \*\*\*</sup>, О. Д. Зотов<sup>а, б, \*\*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

<sup>б</sup>Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, пос. Борок, Некоузский район, Ярославская обл., 152742 Россия

\*e-mail: [guglielmi@mail.ru](mailto:guglielmi@mail.ru)

\*\*e-mail: [klb314@mail.ru](mailto:klb314@mail.ru)

\*\*\*e-mail: [zavyalov@ifz.ru](mailto:zavyalov@ifz.ru)

\*\*\*\*e-mail: [ozotov@inbox.ru](mailto:ozotov@inbox.ru)

Поступила в редакцию 22.02.2021 г.

После доработки 06.05.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В работе представлены общие контуры феноменологической теории афтершоков – повторных толчков, возникающих в очаговой зоне после основного толчка землетрясения. Предложено описывать эволюцию афтершоков во времени логистическим уравнением Ферхюльста. Судя по всему, хорошо известное уравнение Колмогорова–Петровского–Пискунова (КПП) может служить основой для дальнейшего развития теории. Уравнение КПП имеет решения, имитирующие эффект медленного распространения афтершоков. Из него следует логистическое уравнение, описывающее эволюцию афтершоков, усредненных по эпицентральной зоне. Предлагаемый подход может оказаться полезным при поиске моделей форшоков, главного удара и роев землетрясений.

*Ключевые слова:* землетрясения, афтершоки, закон Омори, уравнение Ферхюльста, логистическая кривая, нелинейная диффузионная волна

DOI: 10.31857/S0203030621060031

### ВВЕДЕНИЕ

После главного удара в очаговой зоне сильного землетрясения наблюдаются повторные подземные толчки, называемые афтершоками [Касахара, 1985]. Эмпирический закон Омори, описывающий эволюцию потока афтершоков во времени, гласит, что частота афтершоков  $n(t)$  в среднем убывает гиперболически с течением времени [Omori, 1894]. Более ста лет прошло после установления этого закона, а интерес к нему не ослабевает (см., например, [Davison, 1924; Hirano, 1924; Utsu et al., 1995; Гульельми, 2017]).

В данной статье мы предлагаем модификацию закона эволюции афтершоков. Основная идея состоит в том, что эволюция описывается дифференциальным уравнением Ферхюльста, известным также как логистическое уравнение, а отнюдь не гиперболической формулой Омори. К этой идее приводит ряд недавно опубликованных теоретических и экспериментальных работ по исследованию афтершоков [Guglielmi, 2016; Faraoni, 2020; Guglielmi, Klain, 2020; Zotov et al., 2020; Завьялов и др., 2020].

В работе [Guglielmi, 2016] предложено переформулировать закон Омори, а именно, записать его в виде дифференциального уравнения

$$dn/dt + \sigma n^2 = 0. \quad (1)$$

Здесь  $n$  обозначает число афтершоков в единицу времени,  $\sigma$  – феноменологический параметр, названный коэффициентом деактивации очага землетрясения. На первый взгляд в этом нет большого смысла, но только на первый. В самом деле, общее решение уравнения (1) совпадает с формулой Омори. Однако запись закона в форме уравнения эволюции подсказывает нетривиальные обобщения теории. Например, можно учесть отклонения  $n(t)$  от простой гиперболы, нередко наблюдаемые на опыте. Положим  $\sigma = \sigma(t)$  и найдем общее решение уравнения (1)

$$n(t) = n_0 \left[ 1 + n_0 \int_0^t \sigma(t') dt' \right]^{-1}. \quad (2)$$

Формула (2) дает возможность преодолеть ригидность классической формулы Омори. Действительно, параметры в классической формуле Омори могут изменяться от одного события (сильного

землетрясения, породившего поток афтершоков) к другому, но должны оставаться неизменными в данном конкретном событии. В отличие от этого, в формуле (2) учитывается возможная нестационарность горных пород в очаге, “остывающем” после главного удара. Решение (2) сохраняет гиперболическую структуру зависимости частоты афтершоков от времени. Но при этом оно лишь учитывает, что время в очаге, образно выражаясь, течет неравномерно. При  $\sigma = \text{const}$  формула (2) совпадает с классической формулой Омори с точностью до обозначений.

Другой взгляд на уравнение (1) состоит в том, что его можно рассматривать как уравнение Эйлера–Лагранжа некоторой динамической системы [Faraoni, 2020]. Соответствующий лагранжиан имеет вид

$$L(n, \dot{n}) = n\dot{n}^2 + \sigma^2 n^5. \quad (3)$$

Лагранжиан (3) допускает модификации. Мы воспользуемся этим, чтобы представить уравнение эволюции афтершоков в форме логистического уравнения.

Еще одно направление состоит в поиске закона пространственно-временной эволюции афтершоков [Guglielmi, Klain, 2020]. Поиск мотивирован, прежде всего, так называемым эффектом “ребристого” распространения афтершоков от эпицентра главного удара, обнаруженным недавно при участии авторов [Zotov et al., 2020; Завьялов и др., 2020]. Эффект обнаружен путем статистического исследования совокупности афтершоков от совокупности сильных землетрясений, представленных в мировых каталогах землетрясений, но он проявляется иногда и при анализе конкретных событий. Эффект “ребристости” состоит в возникновении некоего подобия волновой структуры в пространственно-временной эволюции активности (числа) сильных афтершоков в координатах время от момента главного толчка – расстояние от его эпицентра. Мы предлагаем описывать эффект “ребристого” распространения нелинейным дифференциальным уравнением в частных производных Колмогорова–Петровского–Пискунова (сокращенно КПП) [Колмогоров и др., 1937]. Во-первых, уравнение КПП имеет решения в виде бегущих волн диффузии. Это дает основу для интерпретации эффекта “ребристого” распространения афтершоков. Во-вторых, при усреднении КПП по эпикентральной зоне или в пренебрежении диффузией из КПП следует логистическое уравнение. Таким образом, мы получаем дополнительно косвенный аргумент в пользу гипотезы об уменьшении частоты афтершоков с течением времени по логистической кривой Ферхюльста, а не по гиперболе Омори.

### УРАВНЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ

Как хорошо известно, механика Лагранжа базируется на фундаментальных законах механики Ньютона. Во многих конкретных задачах механики именно эти законы позволяют выбрать ту или иную форму лагранжиана. Но по вполне понятной причине в нашем случае практически невозможно найти лагранжиан, исходя из первых принципов. Теория афтершоков имеет сугубо феноменологический характер [Guglielmi, Klain, 2020]. Поэтому если пытаться сформулировать ее на базе уравнения Эйлера–Лагранжа, то форму лагранжиана надо угадать, руководствуясь данными наблюдений и косвенными соображениями.

Лагранжиан (3) [Faraoni, 2020], из которого следует (1), имеет непривычную структуру. Эта структура наводит на мысль, что функция  $L(n, \dot{n})$  представлена в виде ряда по нечетным степеням  $n$ . При поиске более общей теории естественно попытаться, прежде всего, восстановить недостающий в (3) кубичный член вида  $\gamma^2 n^3$ . После ряда проб и ошибок нами был выбран следующий лагранжиан:

$$L(n, \dot{n}) = n \left[ \dot{n}^2 + n^2 (\gamma - \sigma n)^2 \right]. \quad (4)$$

Видно, что (4) переходит в лагранжиан Фараони (3) при  $\gamma = 0$ .

С новым лагранжианом уравнение Эйлера–Лагранжа

$$\frac{\partial L}{\partial \dot{n}} - \frac{d}{dt} \frac{\partial L}{\partial n} = 0 \quad (5)$$

приобретает вид

$$dn/dt = n(\gamma - \sigma n). \quad (6)$$

Мы получили уравнение Ферхюльста, или, как его еще называют, логистическое уравнение [Verhulst, 1838]. Оно широко используется в биологии, химии, астрофизике и других науках, включая экономику и социологию. Покажем, что уравнение Ферхюльста может быть полезным и в физике землетрясений.

Решением уравнения Ферхюльста является так называемая логистическая кривая. Напомним форму той ветви логистической кривой, которая широко используется в различных разделах науки. Это монотонно растущая функция времени (*красная* кривая). При  $t \rightarrow -\infty$  функция асимптотически стремится к нулю, а при  $t \rightarrow +\infty$  она стремится снизу к насыщению на уровне  $n_\infty = \gamma/\sigma$ .

Такое поведение несвойственно афтершокам. Однако давайте учтем, что логистическая кривая фактически состоит из двух ветвей (рис. 1). Наличие второй (*зеленой*) ветви обычно не принимается во внимание. Ветвь целиком располагается выше уровня насыщения  $n_\infty$  и представляет собой монотонно падающую функцию времени. При

$t \rightarrow +\infty$  она асимптотически стремится сверху к уровню насыщения. Именно эта ветвь представляет интерес для описания афтершокового процесса.

Поставим задачу Коши для логистического уравнения. Выделение той или иной ветви осуществляется выбором начального условия. Мы зададим начальное условие  $n = n_0$  при  $t = 0$  и будем искать решения при  $t > 0$ . Нетрудно убедиться, что при  $n_0 < n_\infty$  ( $n_\infty < n_0$ ) решением задачи будет нижняя (верхняя) ветвь логистической кривой. Таким образом, при постановке задачи Коши в физике афтершоков следует задавать начальные условия при дополнительном ограничении  $n_0 > n_\infty$ . Более того, вполне уместно использовать сильное неравенство

$$n_0 \gg n_\infty = \gamma/\sigma. \quad (7)$$

В самом деле, при  $t \rightarrow \infty$  частота афтершоков асимптотически приближается сверху к фоновому (равновесному) значению  $n_\infty$ . Опыт показывает, что, как правило,  $n_0 \gg n_\infty$  после сильного землетрясения.

### ЭПОХА ОМОРИ

Итак, мы предполагаем, что эволюция афтершоков описывается логистической функцией. О правдоподобности нашей гипотезы косвенно свидетельствует опыт наблюдений. Давно известно, например, что с течением времени частота  $n$  стремится не к нулю, как это следует из закона Омори, а к некоторому равновесному (фоновому, с некоторой средней интенсивностью потока землетрясений) значению  $n_\infty$ . Но более убедительным является наш опыт экспериментального изучения вариаций функции деактивации  $\sigma(t)$ . Остановимся на этом подробнее.

Покажем, что убывание частоты афтершоков с течением времени, в целом протекающее по верхней ветви логистической функции, на первом этапе эволюции происходит по гиперболе Омори, т.е. в соответствии с формулой (2) при  $\sigma = \text{const}$ . Такой этап эволюции естественно назвать *эпохой Омори*, что мы и предложили в статье [Завьялов и др., 2020].

Предположим для простоты, что  $\gamma = \text{const}$ ,  $n_\infty = \text{const}$ , введем обозначение

$$t_\infty = \frac{1}{\gamma} \ln \left( 1 - \frac{n_\infty}{n_0} \right) \quad (8)$$

и запишем решение уравнения эволюции (6) в следующем виде:

$$n(t) = n_\infty \{1 - \exp[\gamma(t_\infty - t)]\}^{-1}. \quad (9)$$

В эпоху Омори  $t_\infty < t \ll 1/\gamma$ , соответственно,

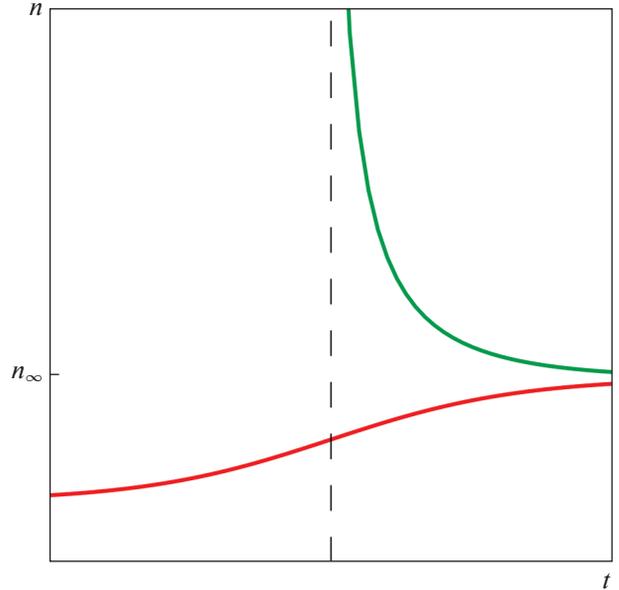


Рис. 1. Графическое представление решений уравнения Ферхюльста при  $n \geq 0$ . Красная кривая – монотонно растущая функция, зеленая кривая – монотонно падающая функция времени.

$$n(t) = \frac{1}{\sigma(t - t_\infty)}. \quad (10)$$

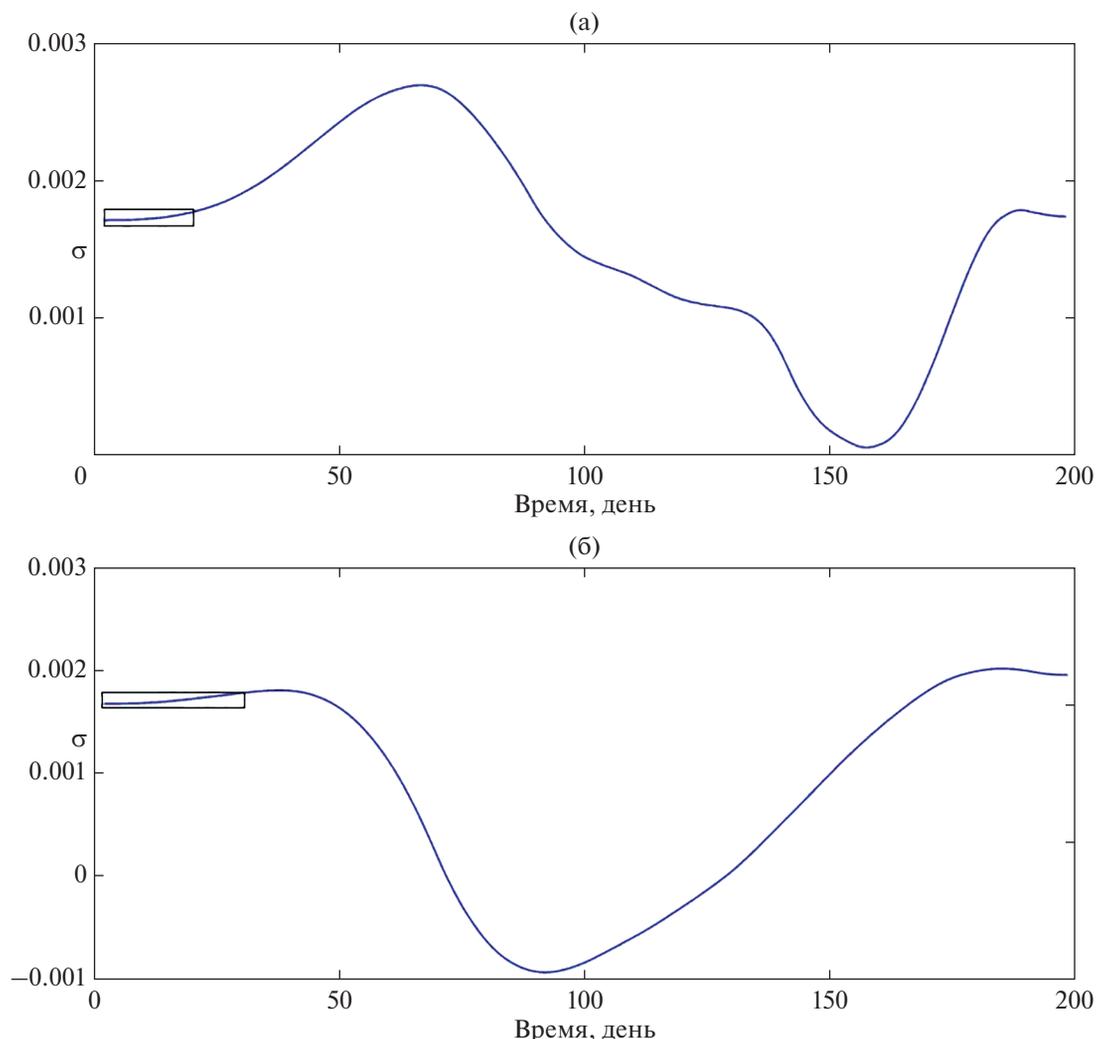
Формула (10) совпадает с формулой Омори (с точностью до обозначений).

В работе [Гульельми и др., 2019] предложен проект создания Атласа афтершоков на базе решения обратной задачи очага. Сущность обратной задачи состоит в определении коэффициента деактивации  $\sigma(t)$  по данным о наблюдаемой частоте афтершоков  $n(t)$ . Решение обратной задачи для 20 сейсмических событий, произошедших в Калифорнии, показало, что коэффициент деактивации претерпевает сложную эволюцию, но в большинстве случаев на первых стадиях наблюдается довольно продолжительная эпоха Омори (рис. 2). Это косвенно подтверждает теорию, построенную на базе лагранжиана (4).

Продолжительность эпохи Омори изменяется от случая к случаю и в среднем составляет 30 дней. Обнаружена некоторая тенденция к увеличению продолжительности эпохи с ростом магнитуды главного удара.

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ АФТЕРШОКОВ

В работе [Zotov et al., 2020] было обнаружено не известное ранее явление медленного распространения афтершоков от эпицентра главного удара к периферии эпицентральной зоны (см. также [Завьялов и др., 2020]). Скорость распространения изменяется от случая к случаю в широ-



**Рис. 2.** Фрагмент Атласа афтершоков, дающий представление об эволюции коэффициента деактивации  $\sigma$ . а – после землетрясения в Южной Калифорнии ( $M = 5.6$ , 1986.07.08,  $T_0 = 9$  ч 20 мин 44 с; б – после землетрясения в Северной Калифорнии ( $M = 5.4$ , 1983.05.02,  $T_0 = 23$  ч 42 мин 38 с). Прямоугольник показывает длительность эпохи Омори.

ких пределах. Ориентировочно она составляет несколько километров в час. Эта величина на три порядка меньше скоростей упругих волн в земной коре, что дает нам основание сделать предположение о распространении нелинейной диффузионной волны, возбужденной главным ударом.

Представление о бегущей волне диффузии базируется на анализе решений известного уравнения КПП [Колмогоров и др., 1937]. Пусть  $n(x, t)$  – распределение афтершоков во времени и в пространстве. Здесь  $x$  – 2D радиус-вектор, указывающий положение точки на земной поверхности относительно эпицентра главного удара. Уравнение КПП имеет вид

$$\partial n / \partial t = D \nabla^2 n + F(n). \tag{11}$$

Здесь  $D$  – коэффициент диффузии. Разложим функцию  $F(n)$  в степенной ряд и ограничимся двумя членами:  $F(n) = \gamma n - \sigma n^2$ . Линейный член описывает тот факт, что очаг представляет собой неравновесную динамическую систему. Квадратичный член мы сохранили, ориентируясь на закон Омори в формуле (1). В результате уравнение пространственно-временной эволюции приобретает вид

$$\partial n / \partial t = n(\gamma - \sigma n) + D \nabla^2 n. \tag{12}$$

Уравнение (12) обладает двумя свойствами, важными в контексте нашей темы. Во-первых, из него следует логистическое уравнение (6), если параметр  $D$  мал и можно пренебречь диффузионным членом. К логистическому уравнению можно прийти также путем усреднения (12) по эпи-

центральной зоне. Однако усреднение нелинейного уравнения требует специального анализа и мы не будем останавливаться на этом.

Во-вторых, уравнение имеет автомодельные решения, имеющие вид бегущей волны  $n(x, t) = n(x \pm Ut)$ . Именно это обстоятельство сыграло решающую роль при выборе нами уравнения КПП в качестве управляющего уравнения. Оценку скорости распространения волны можно сделать путем анализа размерностей коэффициентов управляющего уравнения:  $U \sim \sqrt{\gamma D}$ .

Известен набор частных решений одномерно-го нелинейного уравнения диффузии, имеющих вид бегущей волны [Polyanin, Zaitsev, 2012]. В качестве примера укажем на одно из частных решений такого рода:

$$n(x, t) = n_\infty \left\{ -1 + C \exp \left[ \sqrt{\frac{\gamma}{6D}} (\pm x - Ut) \right] \right\}^{-2}. \quad (13)$$

Здесь  $C$  – произвольная постоянная,  $U = 5\sqrt{\gamma D}/6$ .

Итак, у нас намечилось перспективное направление для теоретического исследования распространения афтершоков, обнаруженного ранее в эксперименте. В этой связи следует подчеркнуть, что возможности аналитического исследования здесь довольно ограничены. Наиболее подходящими являются численные методы решения уравнения нелинейной диффузии. При этом известные точные решения типа (13) могут быть эффективно использованы для совершенствования численных схем и для тестирования результата вычислительных процедур. Численные эксперименты дадут возможность исследовать процесс распространения афтершоков при различных граничных и начальных условиях и при различных комбинациях параметров задачи  $\gamma$ ,  $\sigma$ , и  $D$ . Это, безусловно, улучшит наше понимание эволюции афтершоков во времени и в пространстве.

В заключение данного раздела следует сказать, что явление распространения афтершоков заслуживает дальнейшего экспериментального изучения. Накопленный нами опыт [Zotov et al., 2020; Завьялов и др., 2020; Guglielmi, Zotov, 2020] подсказывает, что в общем существует два режима заполнения эпицентральной зоны афтершоками – быстрый и медленный. В режиме быстрого заполнения происходит преимущественно упругое перераспределение напряжений в области очага после образования магистрального разрыва сплошности геологической среды при главном ударе. О существовании медленного режима свидетельствует эффект распространения афтершоков от эпицентра главного удара с малой скоростью в виде нелинейных диффузионных волн (“ребристая” структура). Мы планируем исследовать условия реализации того или иного режима.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Мы представили идеализированную картину эволюции афтершоков. В реальности на частоту возбуждения афтершоков влияет большое количество трудно контролируемых факторов различной природы. О нестационарности геологической среды в очаге мы упоминали выше. Среди других причин, вызывающих отклонение от идеальной картины, следует особо выделить воздействие на очаг землетрясения эндогенных и экзогенных триггеров. К ним относятся свободные колебания Земли, возбужденные главным ударом, кругосветное сейсмическое эхо, сейсмические шумы в очаге и другое [Завьялов и др., 2020].

Мы выяснили, что при постановке задачи Коши для афтершоков следует наложить ограничение  $n_0 > n_\infty$  на начальное условие. Это наводит на мысль о том, что противоположное неравенство может представлять интерес при феноменологическом описании форшоков. Вопрос требует дополнительного изучения, поскольку не вполне ясно, как моделировать возникновение главного удара в процессе нарастания интенсивности форшоков по логистической кривой. Вспомним, однако, что существуют так называемые рои землетрясений, представляющие собой тесные пространственно-временные группы сейсмических событий. В рое отсутствует главный удар. Допустим, что по той или иной причине параметр  $n_\infty$  скачком повышается, а через некоторое время возвращается к исходному значению. Такого рода включение/выключение приведет к параметрической модуляции частоты подземных толчков, причем после включения рост  $n(t)$  будет происходить по нижней (красной) ветви, а после выключения спадание  $n(t)$  будет происходить по верхней (зеленой) ветви логистической функции (см. рис. 1). Таков предварительный сценарий возникновения роа землетрясений.

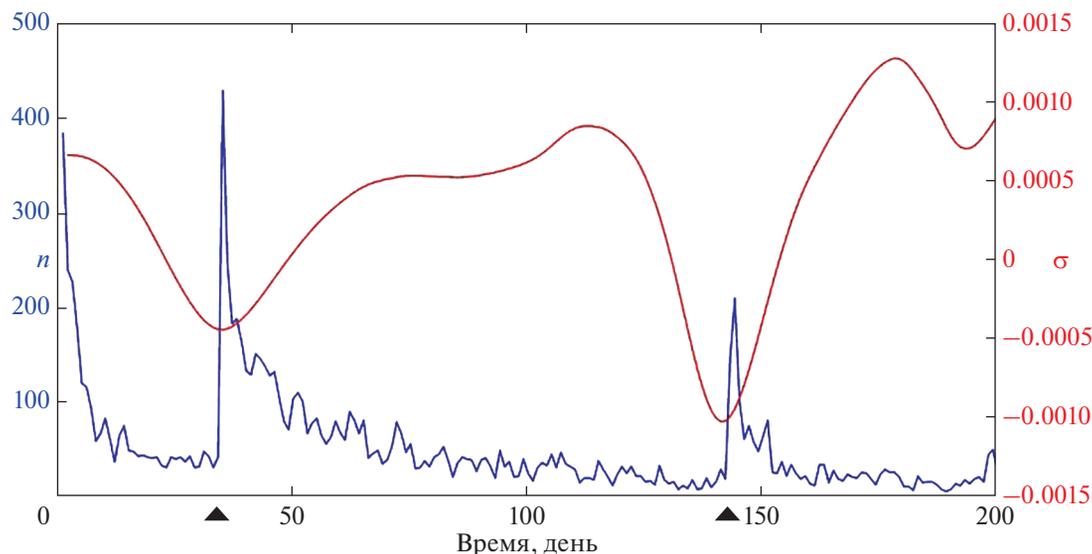
Наконец, обсудим трудный вопрос о происхождении главного удара землетрясения. На рис. 2 мы видим, что параметр  $\sigma$  может стать на некоторое время отрицательным. Введем обозначение

$$\langle |\sigma| \rangle = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} |\sigma(t')| dt'. \quad (14)$$

При  $\sigma < 0$  вместо (2) будем иметь

$$n(t) = \frac{n_0}{1 - n_0 \langle |\sigma| \rangle (t - t_1)}. \quad (15)$$

Мы видим, что при  $t_2 \geq t_* = t_1 + \Delta t$  возникает сингулярность, которую можно гипотетически представить как образ главного удара. Величину  $\Delta t = (n_0 \langle |\sigma| \rangle)^{-1}$  естественно назвать временем ожидания главного удара. Если же  $t_2 < t_*$ , то главного



**Рис. 3.** Землетрясения в Южной Калифорнии и коэффициент деактивации  $\sigma$  в период с 17.08.1995 по 14.03.1996 гг. Моменты землетрясений обозначены черными треугольниками по оси абсцисс. Параметры землетрясений (слева направо):  $M = 5.8$ , 1995.09.20,  $T_0 = 23$  ч 27 мин 36 с,  $\varphi = 35.76^\circ$ ,  $\lambda = -117.64^\circ$ ,  $H = 5$  км;  $M = 5.2$ , 1996.01.07,  $T_0 = 14$  ч 32 мин 53 с,  $\varphi = 35.77^\circ$ ,  $\lambda = -117.65^\circ$ ,  $H = 5$  км.

удара не происходит, несмотря на то, что на некоторое время коэффициент деактивации  $\sigma$  становится отрицательным.

Чтобы устранить сингулярность при  $\sigma < 0$ , следует сохранить третий член при разложении функции  $F(n)$  в степенной ряд:  $F(n) = \gamma n + |\sigma|n^2 - \beta n^3$ . Здесь предполагается, что  $\beta > 0$ . Тогда  $n_{\max} \approx |\sigma|/\beta$  при  $t = t_*$ , если для простоты положить  $\beta \ll |\sigma|^2/\gamma$ . В теории динамических систем описанную ситуацию называют взрывной неустойчивостью. Таким образом, теория предсказывает возникновение геотектонического взрыва в форме главного удара землетрясения при перемене знака коэффициента деактивации  $\sigma$ . Однако причина возможной перемены знака нам пока не ясна. Важное замечание касается выбора неизвестной функции в уравнении эволюции. Если развить теорию главного удара по указанной схеме, то разумно в качестве искомой функции выбрать энергию, а не частоту землетрясений.

Рисунок 3 иллюстрирует возможную связь между вариациями  $\sigma(t)$  и вероятностью появления главных ударов [Guglielmi et al., 2020]. Рисунок получен в результате обработки данных наблюдений землетрясений Южной Калифорнии в период с 17.08.1995 по 14.03.1996 гг. Мы видим два сильных землетрясения и последующие афтершоки. Моментам возбуждения сильных землетрясений предшествовали довольно продолжительные периоды длительностью в несколько суток уменьшения значений параметра  $\sigma$ . Заметим, что кривая динамики коэффициента деактивации (см. рис. 3) получена путем сплайн аппроксими-

мации. Мы проверяли влияние процедуры осреднения кривой параметра деактивации и пришли к выводу, что уменьшение коэффициента деактивации перед главным ударом связано не только с осреднением величины этого параметра по времени, но и с реальным его уменьшением перед главным ударом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы представили общие контуры феноменологической теории афтершоков. Судя по всему, уравнение КПП может служить основой для дальнейшего развития теории. Показано, что уравнение КПП имеет решения, имитирующие эффект медленного распространения афтершоков. Из него следует логистическое уравнение, описывающее эволюцию афтершоков, усредненных по эпицентральной зоне. Предлагаемый подход может оказаться полезным при поиске моделей форшоков, главного удара и роев землетрясений.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-00096 и программ государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // УФН. 2017. Т. 187. С. 343–348.

- Гульельми А.В., Завьялов А.Д., Зотов О.Д.* Проект создания атласа афтершоков сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 79–84.
- Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Зотов О.Д.* Три проблемы физики афтершоков // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 67–80.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с. (*Kasahara K.* Earthquake mechanics. Cambridge: University Press, 1981. 284 p.).
- Колмогоров А.Н., Петровский И.Г., Пискунов Н.С.* Исследование уравнения диффузии, соединенной с возростанием вещества, и его применение к одной биологической проблеме // Бюлл. МГУ. Сер. А. Математика и механика. 1937. Т. 1. № 6. С. 1–26.
- Davison Ch.* Fusakichi Omori and his work on earthquakes // Bulletin of the Seismic Society of America. 1924. V. 14. P. 240–255.
- Faraoni V.* Lagrangian formulation of Omori's law and analogy with the cosmic Big Rip // Eur. Phys. J. C. 2020. V. 80. P. 445.
- Guglielmi A.V.* Interpretation of the Omori Law // Cornell University Library: arXiv:1604.07017. Submitted on 24 Apr. 2016.
- Guglielmi A.V., Klain B.I.* The phenomenology of aftershocks // Cornell University Library: arXiv:2009.10999. Submitted on 23 Sep. 2020.
- Guglielmi A.V., Zotov O.D.* Aftershocks of the 2013 deep Okhotsk earthquake // Cornell University Library: arXiv:2007.14754. Submitted on 29 Jul. 2020.
- Guglielmi A.V., Zotov O.D., Zavyalov A.D.* Atlas of Aftershock Sequences of Strong Earthquakes // Springer Nature Switzerland AG 2020 / Eds T.B. Yanovskaya et al. Problems of Geocosmos–2018, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2020. P. 193–198.
- Hirano R.* Investigation of aftershocks of the great Kanto earthquake at Kumagaya // Kishoshushi. 1924. Ser. 2. V. 2. P. 77–83 (in Japanese).
- Omori F.* On the aftershocks of earthquake // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. V. 7. P. 111–200.
- Polyanin A.D., Zaitsev V.F.* Handbook of nonlinear partial differential equations / 2nd Edition. Chapman & Hall/CRC Press, Boca Raton. 2012.
- Utsu T., Ogata Y., Matsu'ura R.S.* The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity // J. Phys. Earth. 1995. V. 43. № 1. P. 1–33.
- Verhulst P.F.* Notice sur la loi que la population poursuit dans son accroissement // Correspondance mathématique et physique. 1838. V. 10. P. 113–121.
- Zotov O.D., Zavyalov A.D., Klain B.I.* On the spatial-temporal structure of aftershock sequences / Eds T.B. Yanovskaya et al. Problems of Geocosmos–2018, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2020. P. 199–206.

## Phenomenological Theory of Strong Earthquake's Aftershocks

**A. V. Guglielmi<sup>1, \*</sup>, B. I. Klain<sup>2, \*\*</sup>, A. D. Zavyalov<sup>1, \*\*\*</sup>, and O. D. Zotov<sup>1, 2, \*\*\*\*</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Physics of the Earth RAS, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

<sup>2</sup>*Borok Geophysical Observatory of Institute of Physics of the Earth, RAS, Borok settlement, Nekouz district, Yaroslavl Region, 152742 Russia*

\*e-mail: [guglielmi@mail.ru](mailto:guglielmi@mail.ru)

\*\*e-mail: [klb314@mail.ru](mailto:klb314@mail.ru)

\*\*\*e-mail: [zavyalov@ifz.ru](mailto:zavyalov@ifz.ru)

\*\*\*\*e-mail: [ozotov@inbox.ru](mailto:ozotov@inbox.ru)

The paper presents the general outline of the phenomenological theory of aftershocks, i.e., repeated shocks that occur in the source region after the main earthquake shock. It is proposed to describe the evolution of aftershocks in time by the logistic Ferhulst equation. Apparently, the well-known Kolmogorov–Petrovsky–Piskunov (KPP) equation can serve as a basis for further development of the theory. The KPP equation has solutions that simulate the effect of slow aftershock propagation. The logistic equation describing the evolution of aftershocks averaged over the epicenter zone follows from it. The proposed approach may be useful in searching for models of foreshocks, main shock and earthquake swarms.

*Keywords:* earthquakes, aftershocks, Omori law, Verhulst equation, logistic curve, nonlinear diffusion wave

УДК 550.34.06;550.34.01

## АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕТЕЙ ЛОКАЛЬНОГО ДЕФОРМАЦИОННОГО ГНСС МОНИТОРИНГА В СЕЙСМООПАСНЫХ РАЙОНАХ

© 2021 г. В. И. Кафтан<sup>а</sup>, \*, В. Н. Татаринов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геофизический центр РАН, ул. Молодежная, 3, Москва, 119269 Россия

\*e-mail: v.kaftan@gcras.ru

Поступила в редакцию 16.04.2021 г.

После доработки 12.06.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

Проанализирован опыт применения глобальных, региональных и локальных координатных систем отсчета. Показано, что применение локальных систем отсчета координат станций ГНСС и их изменений во времени повышает точность и достоверность оценки пре-, ко- и пост-сейсмических движений и деформаций земной поверхности за счет участия в обработке наиболее коротких базовых линий. Использование локальной системы отсчета также упрощает процедуру обработки данных. Выполнен тестовый расчет влияния конфигурации сети ГНСС наблюдений на их точность. Эксперимент на большом объеме измерительной информации показал, что вариант обработки с вдвое меньшим числом избыточных измерений в 1.5 раза более точен за счет исключения длинных базовых линий. Оценка эффективности определения пространственных смещений по критерию Фишера подтвердила, что в сокращенной сети (исключены длинные линии) дисперсия искомым характеристикам статистически значимо превышает дисперсию ошибок измерений.

*Ключевые слова:* деформационный мониторинг, ГНСС, координатные системы, локальные сети

**DOI:** 10.31857/S0203030621060043

### ВВЕДЕНИЕ

Роль глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) при оценке и прогнозе сейсмической опасности постоянно увеличивается. Повторные, многократные и непрерывные ГНСС измерения, в отличие от традиционных геодезических, позволили оперативно получать оценки изменений пространственного положения пунктов на земной поверхности с высочайшей точностью, временной регулярностью и частотой опроса. Имеется целый ряд успешных примеров использования данных ГНСС мониторинга для оценки и интерпретации косейсмических и постсейсмических процессов и прогноза сейсмической опасности в различных регионах земного шара [Кафтан, 2017, 2021; Кафтан и др., 2021]. Основой получения данных о деформациях являются геодезические сети наблюдений. По своему масштабу они делятся на три иерархических уровня: глобальные, региональные и локальные. У каждого из уровней есть как общие, так и специальные задачи. В первом случае главным изучаемым процессом является движение глобальных тектонических плит, во втором – перемещения пунктов в зонах динамического влияния региональных разломов, в третьем – исследуются

локальные геодинамические процессы. Общей для всех уровней сетей задачей является определение точных значений пространственных координат ГНСС пунктов.

В зависимости от особенностей каждого из уровней, выбираются соответствующие стратегии полевых наблюдений, обработки, анализа и интерпретации данных, имеющие существенные различия. От выбора конкретной стратегии зависит точность и достоверность получаемых результатов, а также и экономическая эффективность выполняемых работ.

Известный успех наблюдений за СДЗК на глобальном уровне с базовыми линиями (векторами приращений координат между пунктами ГНСС) до тысячи и более километров сформировал убеждение в универсальности глобального подхода для любых задач геодинамики. Методику обработки и интерпретации ГНСС наблюдений стали массово переносить с глобального уровня на локальный. Однако на локальном уровне исследуются динамические свойства объектов совершенно другого масштаба, энергии, скорости и временной последовательности [Кузьмин, 2019]. В этом случае резкие флуктуации движений являются не статистической ошибкой (или фоном),

как традиционно считается, а параметром, характеризующим важное свойство геосреды — ее реакцию на внешнее поле напряжений и динамическую устойчивость. Их выявление требует специальных подходов к обработке и интерпретации данных, а также оптимизации конфигурации локальных сетей ГНСС наблюдений.

В этой связи, целью настоящего исследования является анализ возможностей наблюдательных сетей локального деформационного мониторинга средствами ГНСС.

### СТРАТЕГИИ ОБРАБОТКИ ГНСС НАБЛЮДЕНИЙ

На сегодняшний день есть два основных подхода к обработке ГНСС наблюдений, используемых для высокоточных координатных определений. Это метод разностных ГНСС определений DD (*Double Differenced*) и метод высокоточного определения местоположения PPP (*Precise Point Positioning*). Первый принято именовать относительным, так как он обеспечивает получение точных взаимных положений (приращений координат) ГНСС пунктов. Второй именуют абсолютным, так как он позволяет определять координаты (местоположение) индивидуального ГНСС пункта по отношению к точным значениям координат (эфемеридам) спутников ГНСС, а взаимное положение пунктов в этом случае является вторичным продуктом.

Оба подхода позволяют получать субсантиметровую точность искомым приращений координат и собственно координат. Следует отметить, что мы здесь не рассматриваем другие известные варианты ГНСС определений, такие как кинематика в реальном времени (*Real Time Kinematic — RTK*), или дифференциальные кодовые определения, так как они не обеспечивают достаточной точности, требуемой в геодинатике, а предназначены для решения массовых задач топографии, навигации, землеустройства, кадастра, проектирования, строительства и других работ, не требующих высокой точности определения положения.

Сравнение точности определений положений и взаимных положений методами PPP и DD [Мельников, 2018], для варианта локальной деформационной сети, показало примерную равнозначность обоих методов. Но при этом следует иметь в виду, что для первой стратегии использовались точные продукты Международной службы ГНСС (*International GNSS Service — IGS*), в то время как для второй использовались только измеренные разности фаз несущей и точная продукция IGS не требовалась. Это обстоятельство дает существенное преимущество разностному DD методу для получения точных взаимных положений на две недели ранее, чем точных координат в

случае PPP-стратегии. На этом основании мы будем рассматривать разностный метод, как более предпочтительный для локального ГНСС-мониторинга.

### КООРДИНАТНЫЕ СИСТЕМЫ ОТСЧЕТА И ОТСЧЕТНЫЕ ОСНОВЫ

Получение временных рядов координат средствами ГНСС осуществляется в различных координатных системах отчета. Под системой отчета подразумевают совокупность предписаний, соглашений и моделей, необходимых для задания в конкретный момент времени триады осей пространственной системы координат.

Отсчетная основа представляет собой реализацию системы отсчета, представленную наблюдательной сетью различных измерительных средств и координатами ее пунктов.

#### *Глобальные системы отсчета*

Координатные системы отсчета условно подразделяются на глобальные, региональные и локальные. Главное различие между ними заключается в правилах фиксации начала и осей пространственной системы координат, а также пространственной ориентировки последних в теле Земли.

Со времени наступления спутниковой эры стали создаваться глобальные системы отсчета, необходимые для освоения ближнего космического пространства. Появление первых глобальных систем координат, связанных с Землей, связывается с именами известных геодезистов Л.П. Пеллинена [Кашин, 1999] и У. Каулы [Kaula, 1966]. Одними из первых полноценных глобальных систем отсчета, используемых для всеобщего применения, являются World Geodetic System 1984 (WGS84) и Параметры Земли 1990 г. (ПЗ-90). Эти системы отсчета включают в себя пространственные прямоугольные системы координат, правила фиксации и ориентировки осей этих систем координат в теле Земли, глобальные модели гравитационного поля и фигуры Земли.

Самой совершенной и общей является Международная земная система отсчета (*International Terrestrial Reference System*), создаваемая Международной службой вращения Земли и систем отсчета — MCB3 (*International Earth Rotation and Reference System Service — IERS*) [[https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home\\_node.html](https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home_node.html)]. Она установлена в кооперации Международного астрономического союза (МАС) и Международного союза геодезии и геофизики (МГГС). Реализация этой системы отсчета осуществляется под эгидой Международной ассоциации геодезии с участием нескольких служб космических наблюдений: Международная служба DORIS, Международная служба ГНСС, Международная служба лазерной локации

спутников, Международная служба интерферометрии со сверхдлинной базой. Эти службы осуществляют измерения, входящие в состав глобальной геодезической сети и используемые для определения координат и скоростей движений ее пунктов, образуя Международную земную отсчетную основу (International Terrestrial Reference Frame – ITRF). При этом Международная служба ГНСС поддерживает свою часть объединенной ITRF, как самостоятельную отсчетную основу, образованную непрерывно-действующими станциями ГНСС. Эта основа используется службой для выработки точных эфемерид спутников глобальных радионавигационных систем.

Для точной фиксации начала и ориентирования осей пространственной системы координат в теле Земли, а также для кинематической реализации глобальной системы отсчета применяются модели глобальных физических процессов, таких как земные приливы, океаническая нагрузка, атмосферная нагрузка, положение среднего условного полюса, полюсный прилив, нагрузка океанического полюсного прилива. При этом также моделируются локальные эффекты: влияние температуры и давления на положение пункта, вариации и положение фазового центра ГНСС антенны. Кинематические реализации глобальных координатных систем отсчета представляют собой соответствующие геодезические сети с каталогами координат пунктов на соответствующую начальную эпоху и компонент векторов скоростей перемещений этих пунктов.

Сегодня ориентировка координатных осей и фиксация начала координат упомянутых систем отсчета WGS84, ПЗ-90 и ITRS в теле Земли согласованы между собой с высокой точностью на уровне первых сантиметров. При этом национальные системы отсчета глобального распространения WGS84 и ПЗ-90 сегодня имеют ориентировку и фиксацию в теле Земли, согласованную с ITRF, как с опорной и признанной наиболее точной и стабильной.

#### *Региональные системы отсчета*

В качестве примеров региональных координатных систем отсчета и их реализаций рассмотрим наиболее крупные из них, такие как Европейская, Российская и Северо-Американская.

Европейская региональная система отсчета European Terrestrial Reference System была установлена в 1989 г. Европейской подкомиссией Международной ассоциации геодезии (EUREF) [[http://www.euref.eu/euref\\_egrs.html](http://www.euref.eu/euref_egrs.html)].

На сегодняшний день она опирается на наиболее точную глобальную систему отсчета ITRS. Однако в системе ITRS тектоника плит заставляет координаты европейских станций медленно

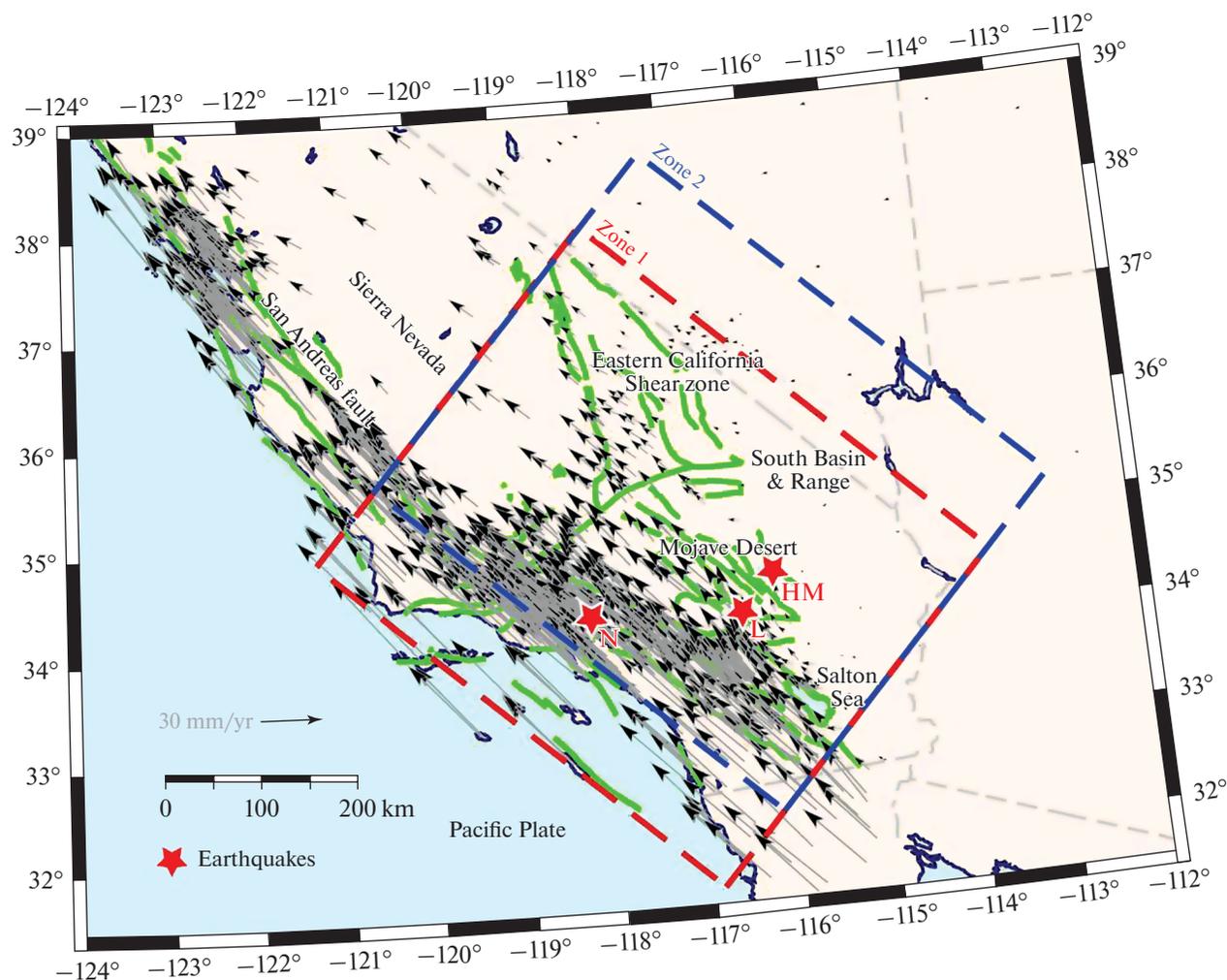
изменяться примерно на 2.5 см/год. Поэтому в 1990 г. на симпозиуме во Флоренции EUREF установила Европейскую земную систему отсчета ETRS89 таким образом, чтобы она, опираясь на ITRS, была бы жестко привязана к стабильной части Европы, так что связи между европейскими станциями оставались фиксированными [Altamimi, 2018].

Государственная геодезическая система координат Российской Федерации ГСК-2011 – это реализация геоцентрической координатной системы отчета. По принципам фиксации в теле Земли ГСК-2011 идентична Международной земной системе отсчета (ITRS), созданной в соответствии с рекомендациями МСВЗ (IERS). Она имеет кинематический каталог координат и скоростей перемещений геодезических пунктов [Kaftan et al., 2019].

Рассмотрим пример оценки сдвиговой жесткости литосферы по данным определения горизонтальных движений земной поверхности средствами ГНСС [Furst et al., 2018]. На рис. 1 представлено распределение векторов движений земной поверхности по данным GPS в разломной зоне Сан-Андреас на западе США, где области медленных движений (например, Сьерра-Невада) сопрягаются с областями высоких скоростей к западу от зоны Сан-Андреас. Векторы скоростей представлены в Северо-Американской отсчетной основе. Такое представление характеризует одностороннее движение всей обширной территории и при этом не способствует визуализации взаимно противоположных зеркально асимметричных движений областей земной коры по обе стороны от границы Северо-Американской и Тихоокеанской тектонических плит. Визуально характер движений, выраженных в региональной системе отсчета, представлен как однонаправленный на северо-запад. Не очевиден правосторонний сдвиг по системе разломов на границе тектонических плит, наиболее выраженный в косейсмических движениях и менее – в накоплении упругих деформаций при подготовке сильнейших сейсмических событий.

#### *Локальные системы отсчета*

Рассмотрев современные глобальные и региональные координатные системы отсчета, мы можем резюмировать, что они созданы для решения конкретных задач и для удобства изучения определенного объекта. Глобальные системы отсчета, в первую очередь, обеспечивают решение таких задач, как изучение изменений формы и размеров Земли в целом, движения глобальных тектонических плит по подстилающему вязкому субстрату и др. Некоторые реализации международной системы отсчета ITRS непосредственно использовали геологическую модель движения тектонических плит NUVEL-1 [Argus, Gordon, 1991], для



**Рис. 1.** Распределение геодезических измерений в Северо-Американской отсчетной основе. Черные стрелки показывают поле скорости в системе координат Северной Америки. Область анализа показана прямоугольником. Красные звезды указывают на место землетрясений в Ландерсе (L), в Нортридже (N) и на шахте Гектор (HM) [Furst et al., 2018].

фиксации и ориентировки векторов движений пунктов глобальной сети.

Применение глобальных и региональных систем отсчета неудобно и нерационально для изучения целого ряда локальных геодинамических процессов, таких как взаимное скольжение бортов сейсмогенерирующих разломов, движения и деформации земной поверхности в районах вулканической активности, на подрабатываемых территориях месторождений полезных ископаемых, в местах захоронения радиоактивных отходов и др. В этих случаях контрольные наблюдательные сети, реализующие локальную систему отсчета, покрывают территории значительно меньшей площади, чем глобальные и региональные. Зачастую фоновые движения тектонических плит, на которых расположены локальные сети, затушевывают те движения, которые сопровождают соответствующий локальный процесс. Ти-

пичный пример продемонстрирован на рис. 1, где в представленных скоростях смещений не очевидны сдвиговые правосторонние движения по простиранию сейсмогенерирующих разломов. При этом полученная картина не обеспечивает визуализацию локальных геодинамических эффектов, например таких, как присутствие шероховатостей в области скольжения бортов сейсмогенерирующих разломов, где должно наблюдаться отсутствие противонаправленных движений.

Локальная система отсчета не требует сложных процедур ее установления, связанных с упомянутыми глобальными геофизическими и астрономическими процессами ввиду малых геометрических размеров. Более того, такой учет при обработке отяготит искомые результаты дополнительными неточностями современных геофизических моделей.

Применение локальных систем отсчета осуществляется в технологиях геодезического мониторинга средствами ГНСС на локальных полигонах [Кафтан, Устинов, 2015; Кафтан и др., 2017, 2019]. При этом отсутствует необходимость опоры на точные глобальные и региональные реализации систем отсчета. Достаточно использовать “грубые” орбитальные реализации, например, WGS84 и ПЗ-90. Доступные широкоэшелонные эфемериды спутников указанных радионавигационных систем определяются с точностью порядка метров. Это позволяет получать высокоточные векторы приращений координат смежных ГНСС станций, удаленных друг от друга до первых десятков километров. Остается зафиксировать начало координатных осей и их ориентировку, что обеспечивается уравниванием сети векторов приращений как свободной, без опоры на пункты глобальных и региональных реализаций. Как и все другие системы отсчета, локальная является условной. Она действует только на период проведения исследований. Эти обстоятельства существенно упрощают процедуры математической обработки и способствуют получению более высокой точности характеристик СДЗК и деформаций.

Такие системы отсчета принято называть “внутренними” системами координат. Теория получения таких “внутренних” координат описана, например, в работах [Grafarend, Schaffrin, 1974; Welsch, 1979]. Этот подход реализуется нами в разработанной методике уравнивания разностей повторных измерений, с целью анализа движений и деформаций земной поверхности [Кафтан и др., 2019].

В то же время наблюдения на локальных сетях имеют ряд особенностей, которые необходимо учитывать при их планировании. При создании локальных сетей ввиду ряда причин (зеленость, отсутствие дорог, рельеф и др.) обеспечить оптимальную конфигурацию сети не всегда удается. В этой связи ниже рассматривается оценка влияния конфигурации сети на точность определения движений и деформаций

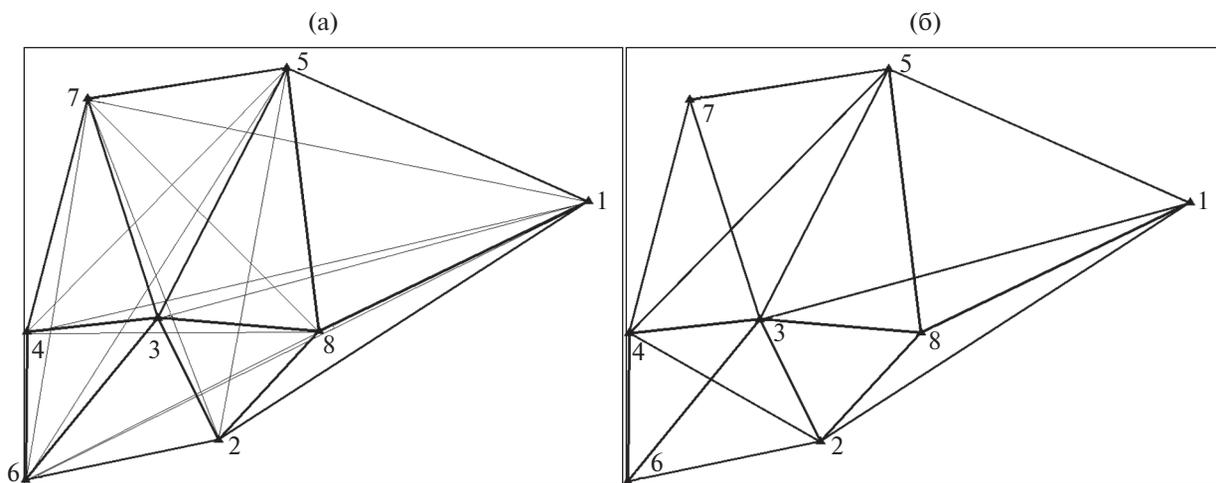
### ВЛИЯНИЕ КОНФИГУРАЦИИ ЛОКАЛЬНОЙ ГНСС СЕТИ НА ТОЧНОСТЬ АНАЛИЗА ДЕФОРМАЦИЙ

Напомним, что при построении геодезических сетей с использованием электронно-оптических средств измерений оптимальная форма треугольника сети должна быть близка к равносторонней. Это установлено геодезическими исследованиями еще при построении государственных сетей триангуляции. Для сетей ГНСС, когда речь идет об определении координат пункта, это требование уже не критично. В этой ситуации появляется возможность при обработке использовать макси-

мальное число измеренных связей (векторов базовых линий) между пунктами ГНСС сети. На первый взгляд, такой вариант обработки может обеспечить достижение наивысшей точности определения координат за счет увеличения числа избыточных измерений. Но определенным препятствием является такой известный факт, как снижение точности определения вектора базовой линии по мере увеличения его длины. Этот эффект всегда оговаривается в документации к ГНСС аппаратуре. Экспериментально по данным измерений в локальной деформационной сети влияние этого эффекта продемонстрировано в работе [Мельников, 2018]. Вопрос включения длинных линий в обработку требует исследования, так как длинные базовые линии, связывающие станции, расположенные на противоположных границах наблюдательной сети, могут не принести пользы из-за их меньшей точности по отношению к коротким векторам, связывающим соседние станции.

При развитии глобальных и региональных отсчетных основ экономически развитыми государствами, когда в едином сеансе измерений участвуют сотни, а не редко и тысячи ГНСС станций, число измеренных векторов базовых линий при этом достигает сотен тысяч. Вычисление большого количества таких векторов требует больших вычислительных затрат. Поэтому, например, стратегия обработки ГНСС измерений с использованием пакета Bernese [Bernese, 2015], предназначенного в первую очередь для развития глобальных и региональных геодезических сетей, предусматривает обязательную процедуру предварительной конфигурации ГНСС сети перед этапом вычисления отобранных векторов базовых линий и последующим уравниванием сети.

Тем не менее, в деформационном анализе возникает определенный интерес к использованию максимального числа векторов базовых линий для вычисления горизонтальных деформаций земной поверхности [Zubovich, Mukhamediev, 2010]. К такому решению исследователей побуждает подход [Shen et al., 1996], реализованный, например, в программном пакете [Teza et al., 2008]. В данном подходе завуалировано понятие конечного элемента, так как деформация вычисляется по любому количеству векторов смещений ГНСС пунктов, попадающих в некоторую заранее заданную область, в окрестности узла регулярной сетки. При этом теряется понимание деформируемого объекта (геометрической фигуры), которым в классическом подходе является конечный элемент — треугольник геодезической сети [Tsu-voi, 1933; Frank, 1966]. В этой связи преимуществом классического подхода также является процедура получения наиболее оптимальной конфигурации геодезической сети с использованием триангуляции Делоне [Делоне, 1934]. В работах



**Рис. 2.** Конфигурация наблюдательной сети.

а – полная сеть, б – сокращенная оптимизированная сеть. Черные треугольники – ГНСС станции. Черные линии – измененные базовые линии.

[Wu et al., 2003; Докукин и др., 2010] показано, что использование длинных треугольников способствует снижению точности искомым деформационных характеристик. В то же время вопрос об использовании наибольшего числа векторов базовых линий при вычислении векторов смещений ГНСС станций с целью повышения их точности остается нерешенным.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА ВЛИЯНИЯ КОНФИГУРАЦИИ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СЕТИ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕКТОРОВ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для решения поставленной задачи оценки вклада длинных базовых линий в точность определения смещений была создана специальная тестовая локальная сеть ГНСС наблюдений (рис. 2). Характеристики тестовой сети представлены в табл. 1.

В эксперименте применялась методика обработки локальной деформационной сети, рассмотренная в работе [Кафтан и др., 2019]. Порядок обработки ГНСС измерений заключался в следующем.

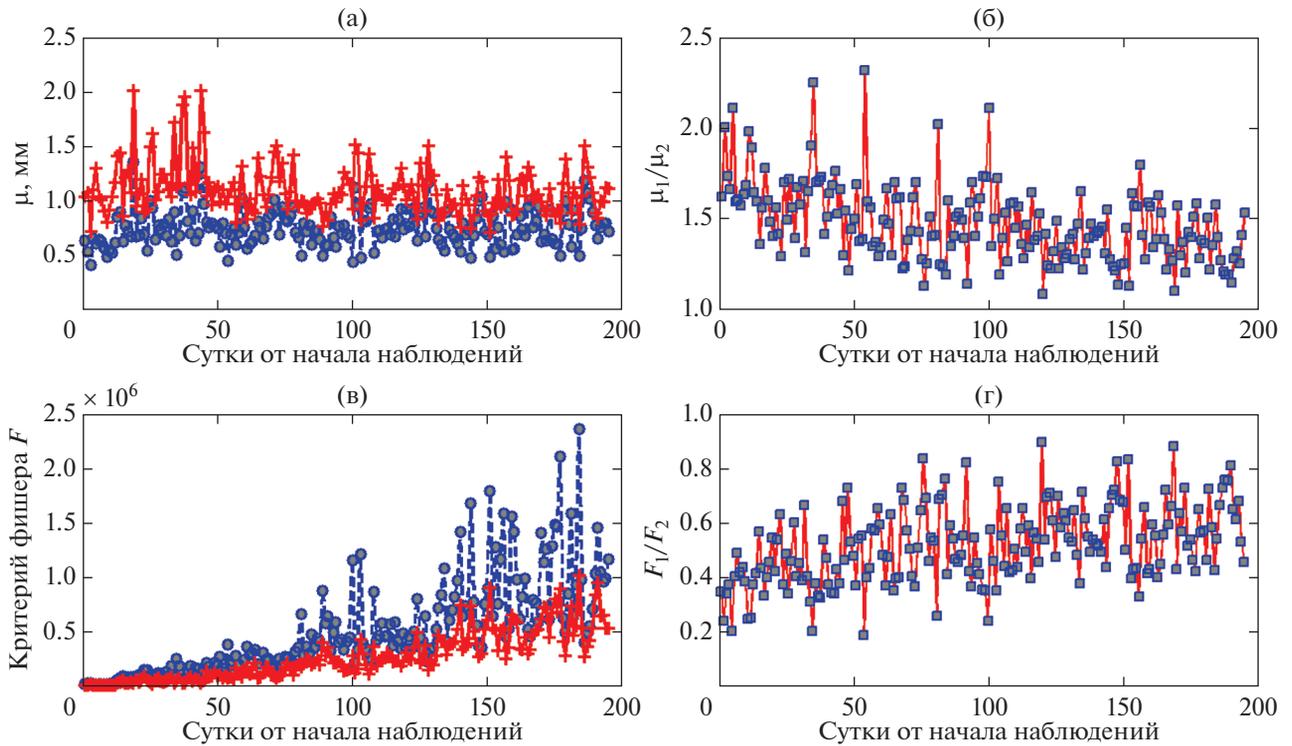
На первом этапе по суточным сеансам ГНСС измерений в режиме “статика” методом двойных

фазовых разностей определялись точные значения векторов базовых линий. Из каждого суточного решения формировались два варианта набора векторов: полный и сокращенный (см. рис. 2). Непрерывные измерения на пунктах сети выполнялись в течение 196 сут.

На втором этапе выполнялось уравнивание  $i - 1$  разностей пространственных 3D векторов базовых линий, полученных вычитанием из векторов текущей эпохи измерений  $i$  векторов начальной эпохи. Особенностью обработки являлось то, что сеть уравнивалась как свободная от ошибок исходных данных без внешних опорных пунктов с использованием главной псевдообратной матрицы нормальных уравнений по методу получения локальной “внутренней” системы отсчета [Graffarend, Schaffrin, 1974; Welsch, 1979]. Такое ограничение при обработке глобальных ГНСС сетей в международной практике именуется по net rotation/translation, иными словами – искомые векторы смещений пунктов не претерпевают общего систематического перемещения и вращения. Таким образом, из векторов смещений исключается тренд глобальных перемещений тектонической плиты, на которой расположена локальная деформационная сеть.

**Таблица 1.** Характеристики вариантов наблюдательной сети

Характеристики сетей	Длины базовых линий, м			Число линий	Число избыточных измерений	Средняя квадратическая ошибка (СКО) единицы веса $\mu$ , мм
	min	max	средняя			
Полная (вариант 1)	326	2118	981	28	60	1.10
Сокращенная (вариант 2)	326	1587	782	18	30	0.75



**Рис. 3.** Результаты сравнения оценок точности обработки локальной сети в полном и сокращенном вариантах. а – сравнение стандартных ошибок единицы веса полной (красный цвет) и сокращенной (синий цвет) сетей; б – отношение стандартной ошибки единицы веса  $\mu_1$  к  $\mu_2$ ; в – значения статистик Фишера полной сети (красный цвет) и сокращенной (синий цвет); г – отношения статистик Фишера  $F_1$  к  $F_2$ .

В результате уравнивания по методу наименьших квадратов полной (вариант 1) и сокращенной (вариант 2) сети были получены векторы смещений от начальной эпохи до текущей  $dx$ . Были вычислены оценки дисперсии разности наблюдений с единичным весом  $\mu^2$ . Средние значения стандартов единицы веса  $\mu$  для каждого из вариантов представлены в последнем столбце табл. 1.

Сравнению были подвергнуты обобщенные оценки точности изменения горизонтальных смещений и эффективности их определения на уровне ошибок измерений.

Средние квадратические ошибки единицы веса измерения получали по формуле

$$\mu^2 = \frac{v^T Q_l^+ v}{n - m},$$

где  $v$  – поправки в измеренные разности компонент векторов базовых линий,  $Q_l$  – обратная весовая матрица измерений,  $n$  – общее число измерений,  $m$  – число избыточных измерений.

Эффективность определения деформаций оценивали с помощью дисперсионного отношения

$$F = \frac{dx^T N dx}{v^T P v},$$

где  $dx$  – вектор определяемых смещений пунктов ГНСС,  $N$  – матрица коэффициентов нормальных уравнений,  $P$  – весовая матрица.

Результаты сравнения двух вариантов обработки (рис. 3а) показывают, что все стандартные ошибки единицы веса для полной сети всегда превышают соответствующие оценки для сокращенной сети. Значения  $\mu_1$  превышают значения  $\mu_2$  от 1.1 до 2.3 раз (см. рис. 3б). Значения критерия Фишера в случае полной сети всегда ниже таковых для сокращенной сети (см. рис. 3в, г).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ опыта использования координатных систем отсчета для геофизических задач, а также результаты эксперимента на тестовой локальной деформационной сети позволяют сделать следующие заключения.

Для целого круга задач наук о Земле, включая оценку и прогноз сейсмической опасности, применение локальных систем отсчета координат станций ГНСС и их изменений во времени представляет определенные преимущества. Такой подход представляется более простым и эффективным в отношении повышения точности определения движений и деформаций земной поверхности,

за счет участия в обработке наиболее коротких базовых линий, точность определения которых наиболее высока. Особенности локального мониторинга позволяют осуществлять обработку ГНСС и деформационный анализ без использования более сложных научных программных комплексов (Bernese, GAMIT/GLOBK, GIPSY-OASIS), ориентированных главным образом на обработку глобальных сетей, и применять для этой цели наиболее распространенные программные пакеты коммерческих фирм-производителей ГНСС аппаратуры.

Специальный эксперимент на большом объеме измерительной информации показал, что вопреки “законам” уравнивания измерений, вариант с вдвое меньшим числом избыточных измерений за счет исключения длинных линий, позволил получить почти в полтора раза более высокую точность определения пространственных смещений. Оценка эффективности определения пространственных смещений по критерию Фишера показала, что в сокращенной сети дисперсия искомым характеристикам наиболее статистически значимо превышает дисперсию ошибок измерений. Таким образом, проведенный анализ координатных систем отсчета, состава локальных ГНСС сетей наблюдений и тестовые расчеты показали, что использование специальных методических приемов обработки данных позволяет существенно повысить точность определения пре-, ко- и пост-сейсмических движений и деформаций земной поверхности в эпицентральных зонах сильных землетрясений и на этой основе разрабатывать новые подходы к прогнозу их местоположения.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Делоне Б.Н. О пустой сфере // Изв. АН СССР. ОМОН. 1934. № 4. С. 793–800.

Докукин П.А., Кафтан В.И., Красноперов Р.И. Влияния формы треугольников геодезической сети на результаты определения деформаций земной поверхности // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2010. № 5. С. 6–11.

Кафтан В.И., Гвишиани А.Д., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. Методика и результаты определения движений и деформаций земной коры по данным ГНСС на Нижне-Канском геодинимическом полигоне в районе захоронения радиоактивных отходов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 83–94. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-83-94>

Кафтан В.И., Кафтан И., Гёк Е. Исследование движений и деформаций земной коры в Восточной Турции в связи с землетрясением Ван (23.10.2011 г.,  $M_w = 7.2$ ) с

использованием данных GPS наблюдений // Физика Земли. 2021. № 3. С. 30–44. <https://doi.org/10.31857/S000233721030078>

Кафтан В.И., Сидоров В.А., Устинов А.В. Сравнительный анализ точности локального мониторинга движений и деформаций земной поверхности с использованием глобальных навигационных спутниковых систем GPS и ГЛОНАСС // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 50–58. <https://doi.org/10.7868/S020303061703004X>

Кафтан В.И., Устинов А.В. Повышение точности локального геодинимического мониторинга средствами глобальных навигационных спутниковых систем // Горный журн. 2015. № 10. С. 32–37. <https://doi.org/10.17580/gzh.2015.10.06>

Кафтан В.И. Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS наблюдениям до и во время землетрясений Риджквест (июль 2019, США, Калифорния) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 29–38. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010041>

Кашин Л.А. Построение классической астрономо-геодезической сети России и СССР (1816–1991 гг.): научно-технический и исторический обзор. М.: Картгеоцентр–Геодезиздат, 1999. 192 с.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинимика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019. № 1. С. 78–103. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019178-103>

Мельников А.Ю. Анализ точности метода precise point positioning для оценки возможности его применения в геодинимических исследованиях // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2018. Т. 62. № 6. С. 605–615. <https://doi.org/10.30533/0536-101X-2018-62-6-605-615>

Побединский Г.Г., Кафтан В.И. Системы координат глобальные, континентальные, региональные, национальные: состояние, проблемы, перспективы // Науки о Земле. 2020. № 3. С. 4–59.

Alamimi Z. EUREF Technical Note 1: Relationship and Transformation between the International and the European Terrestrial Reference Systems. Version June 28, 2018, Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN), France. 2018. P. 11. [http://www.epncb.oma.be/\\_documentation/guidelines/](http://www.epncb.oma.be/_documentation/guidelines/)

Alamimi Z., Angerman D., Argus D.F., Blewitt G., Boucher C., Chao B., Drewes H., Eanes R., Feissel M., Ferland R., Herring T.A., Holt B. The Terrestrial Reference frame and the Dynamic Earth // EOS Transactions, American Geophysical Union. 2001. V. 82. № 25. P. 273–284.

Altamimi Z., Rebischung P., Metivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>

Argus D.F., Gordon R.G. No-Net-Rotation Model of Current Plate Velocities Incorporating Plate Motion Model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. V. 18. № 11. P. 2039–2042.

Barthelmes F. Global Models / Ed. E. Grafarend // Encyclopedia of Geodesy. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Cham: Springer, 2018. P. 1–9. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0\\_43-2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0_43-2)

- Bernese GNSS Software Version 5.2 / Eds R. Dach, S. Lutz, P. Walser, P. Fridez. Publisher: Astronomical Institute, University of Bern, 2021. <http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU52.pdf>, <https://doi.org/10.7892/boris.72297>
- Frank F.C. Deduction of earth strain from survey data // Bull. Seismol. Soc. Am. 1966. V. 56. P. 35–42.
- Furst S., Peyret M., Chéry J., Mohammadi B. Lithosphere rigidity by adjoint-based inversion of interseismic GPS data, application to the Western United States // Tectonophysics. 2017. V. 746. P. 364–383. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.015>
- Grafarend E., Schaffrin B. Unbiased free net adjustment // Survey Review. 1974. V. 22(171). P. 200–218. <https://doi.org/10.1179/sre.1974.22.171.200>
- Kaula W. Theory of Satellite Geodesy: Applications of Satellites to Geodesy // Special series of brief books covering selected topics in the Pure and applied sciences. Blaisdell Pub. Co., 1966.
- Kaftan V.I., Kaftan I., Gök E. Crustal Movements and Deformations in Eastern Turkey in Connection with the Van Earthquake (October 23, 2011,  $M_w = 7.2$ ): Study from GPS Data // Izvestia, Physics of the Solid Earth. 2021. V. 57. № 3. P. 30–44. <https://doi.org/10.1134/S1069351321030071>
- Kaftan V., Malkin Z., Pasynok S., Pobedinsky G., Popadiev V. Reference Frames / Eds V.P. Savinykh, V.I. Kaftan // National Report for the IAG of the IUGG 2015–2018, Geoinf. Res. Papers. 2019. V. 7. № 1. BS7003. (Moscow: GCRAS Publ., 2019. 99 p.) <https://doi.org/10.2205/2019IUGG-RU-IAG>
- Moritz H. Geodetic reference system 1980 // Bulletin Ge'ode'sique. 1980. V. 54. P. 395–405.
- Shen Z.-K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // J. Geophys. Res. 1996. V. 101(B12). P. 27957–27980. <https://doi.org/10.1029/96JB02544>
- Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid strain and grid\_strain3: Soft-ware packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Comput. Geosci. 2008. V. 34. Iss. 9. P. 1142–1153. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.006>
- Tsuboi C. Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means // Jap. J. Astron. Geoph. 1933. V. 10. P. 93–248.
- Welsch W. A review of the adjustment of free networks // Survey Review. 1979. V. 25(194). P. 167–180. <https://doi.org/10.1179/sre.1979.25.194.167>
- Wu J., Tang C., Chen Y. Effect of triangle shape factor on precision of crustal deformation calculated // J. Geodesy and Geodynamics. 2003. V. 23(3). P. 26–30. (in Chinese).
- Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A. A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 2. P. 169–185.

## Analysis of the Possibilities of Using Local Deformation GNSS Monitoring Networks in Seismic Areas

V. I. Kaftan<sup>1, \*</sup> and V. N. Tatarinov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

\*e-mail: v.kaftan@gcras.ru

The experience of using global, regional and local coordinate reference systems is analyzed. It is shown that the use of local reference systems of coordinates of GNSS stations and their changes in time increases the accuracy and reliability of the assessment of pre-, co- and post-seismic movements and deformations of the earth's surface due to shortest baselines participation. The use of a local frame of reference also simplifies data processing. A test calculation of the influence of the network configuration of GNSS observations on their accuracy has been performed. An experiment on a large amount of measurement information showed that the processing option with half the number of redundant measurements is 1.5 times more accurate due to the elimination of long baselines. Evaluation of the efficiency of determining spatial displacements according to Fisher's criterion confirmed that in a shortened network (long lines are excluded) the variance of the desired characteristics is statistically significantly higher than the variance of measurement errors.

*Keywords:* deformation monitoring, GNSS, coordinate systems, local networks

УДК 551.21+581.524.323

## ЭКСПЛОЗИВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ОСТРОВА-ВУЛКАНА РАЙКОКЕ (КУРИЛЫ) В 2019 г.: ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РЕЛЬЕФ И ЭКОСИСТЕМЫ

© 2021 г. С. Ю. Гришин<sup>а, \*</sup>, А. Б. Белоусов<sup>б, \*\*</sup>, М. Г. Белоусова<sup>б</sup>,  
А. Аuer<sup>с, \*\*\*</sup>, И. А. Козырев<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Федеральный научный центр Биоразнообразия ДВО РАН,  
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

<sup>б</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

<sup>с</sup>Shimane University, Matsue, Japan, Yamashiro-cho 698-1, Matsue city, Shimane Prefecture, 690-0031 Japan

\*e-mail: grishin@biosoil.ru

\*\*e-mail: belousov@mail.ru

\*\*\*e-mail: auer@riko.shimane-u.ac.jp

Поступила в редакцию 11.12.2020 г.

После доработки 16.02.2021 г.

Принята к публикации 17.06.2021 г.

В июне 2019 г. на небольшом острове-вулкане Райкоке, расположенном в центральной части Курильской дуги, произошло короткое, но сильное эксплозивное извержение, кульминационная стадия которого продолжалась 3.5 ч, высота пеплового облака достигла 13 км. Анализ серии спутниковых изображений в сочетании с наземными исследованиями позволили охарактеризовать пирокластические отложения извержения и определить масштаб их воздействия на экосистемы острова. Установлено, что извержение имело фреатомагматический субплинианский—плинианский характер. Фреатомагматический механизм извержения обеспечивался взаимодействием поднимающейся андезибазальтовой магмы с подземными водами, которые были представлены, в основном, морской водой, просачивавшейся извне через проницаемые породы острова-вулкана. В процессе извержения образовались многочисленные пирокластические потоки. Горячие отложения пирокластических потоков и тефры покрыли всю территорию острова, уничтожив растительный покров, места гнездования птиц и лежбище морских животных. Большой объем пирокластических отложений в виде конусов выноса пирокластических потоков у подножия вулкана, существенно отодвинув в море береговую линию. В результате площадь острова увеличилась на 15%. В течение первого года после извержения рыхлые пирокластические отложения интенсивно размывались и перетлагались, формируя новые участки побережья острова. Перспективы восстановления экосистем Райкоке связаны с эрозией вулканического субстрата, постепенным заселением острова птицами и заносом на него новых видов растений. Сукцессию ускоряют фрагменты уцелевшей растительности. В целом, для природы острова характерны периодические глубокие разрушения экосистем в ходе сильных эксплозивных извержений и относительно быстрые процессы восстановления, прерываемые затем новым извержением.

*Ключевые слова:* Курильские острова, остров Райкоке, извержение, пирокластические отложения, экосистемы

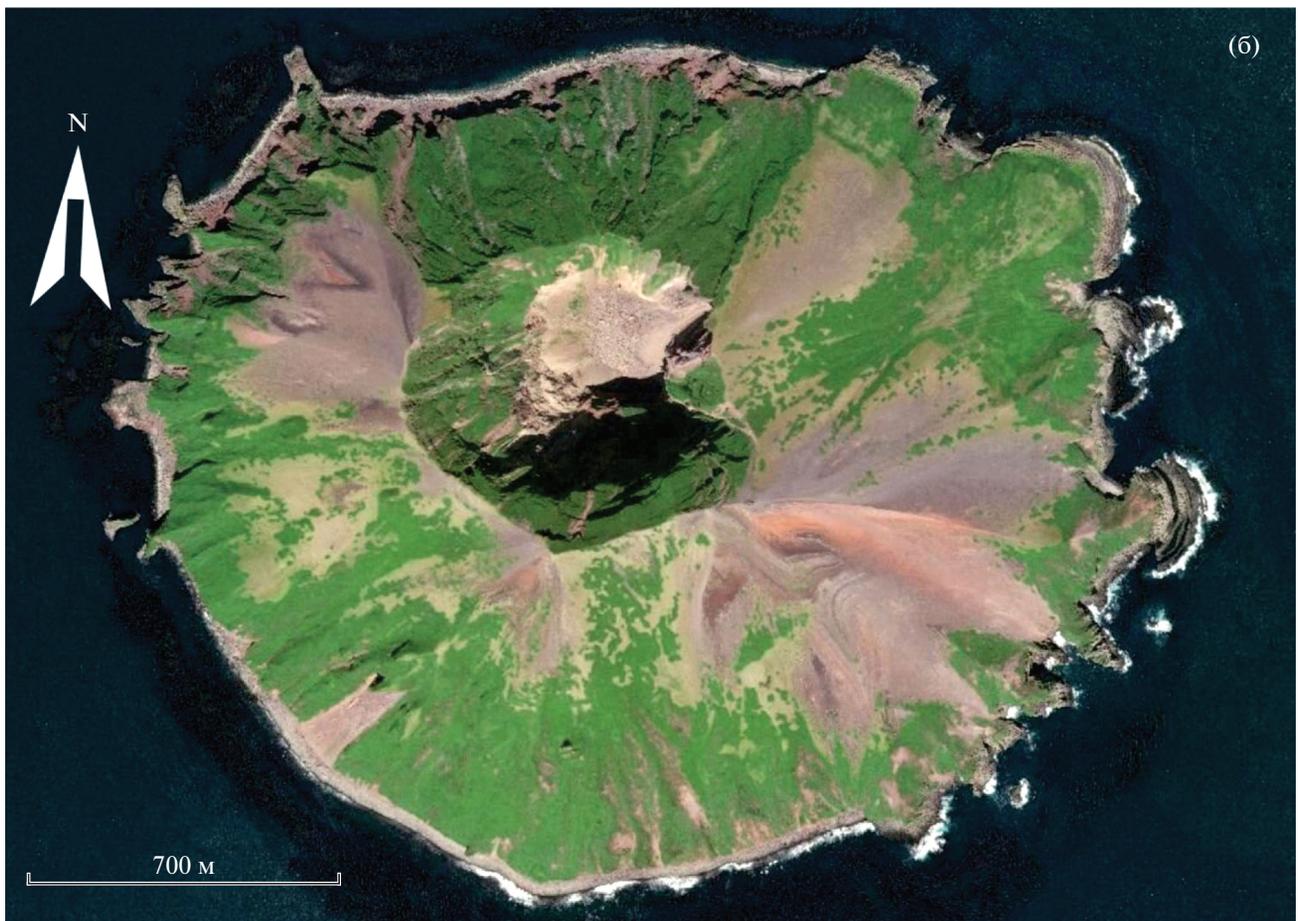
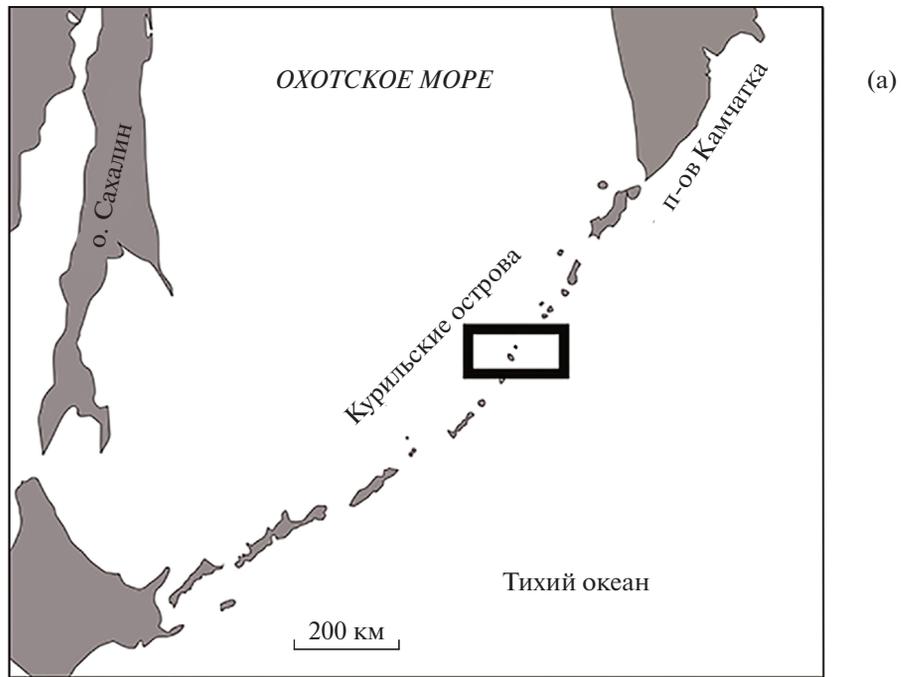
DOI: 10.31857/S0203030621050023

### ВВЕДЕНИЕ

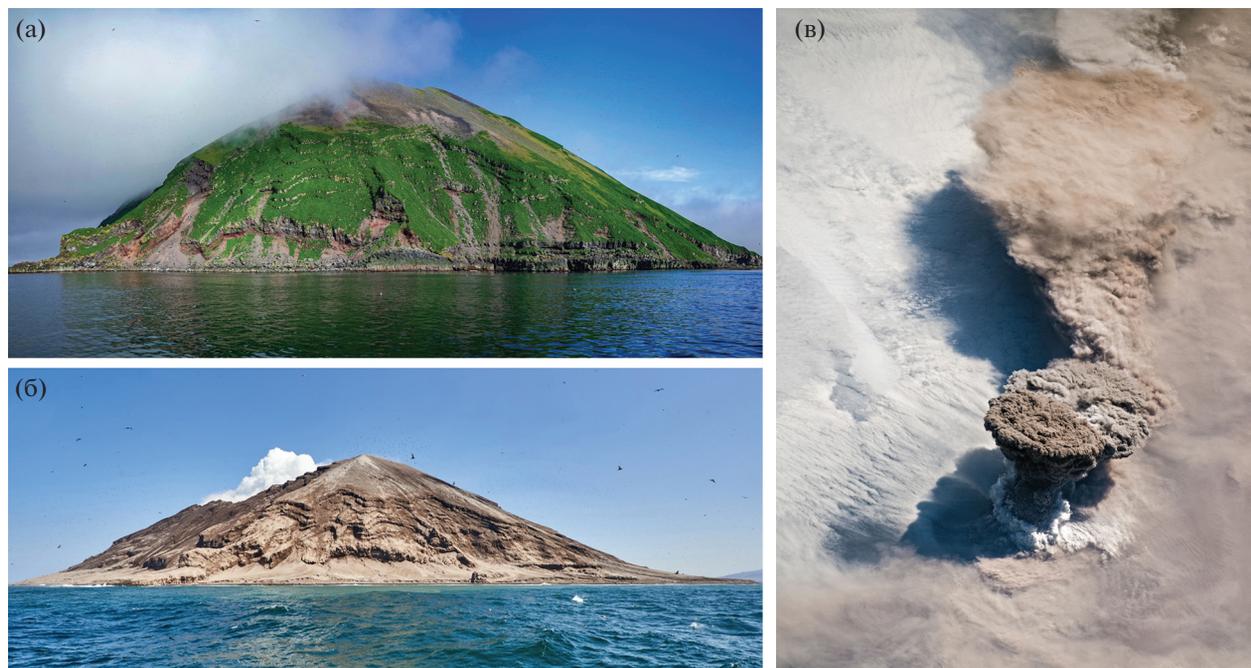
Райкоке — небольшой (площадь 4.6 км<sup>2</sup>) необитаемый и редко посещаемый остров-вулкан, расположенный в центральной части Курильской островной дуги, в 380 км к юго-западу от п-ва Камчатка (рис. 1, 2).

На острове никогда не было постоянных поселений, но в прошлом он часто посещался коренными жителями (айнами) с целью охоты на птиц и

морского зверя. Первое описание вулкана Райкоке и его природы было сделано казачьим сотником Иваном Черным в ходе экспедиции 1766—1769 гг.: "... на острове большая голая сопка, с которой камень разметало по всему острову; травы и коренья ... не имеется, ибо наперед всего остров выгорел" (цитируется по [Полонский, 1871, с. 429]). Из этого описания Г.С. Горшков [1954] сделал вывод, что в 1750—1760 гг. на вулкане произошло сильное извержение.



**Рис. 1.** Географическое положение острова-вулкана Райкоке. В прямоугольнике показано положение о. Райкоке (северный остров) и о. Матуа (к югу от Райкоке) (а); о. Райкоке до извержения 2019 г., снимок со спутника WorldView-2 от 11.07.2018 (б).



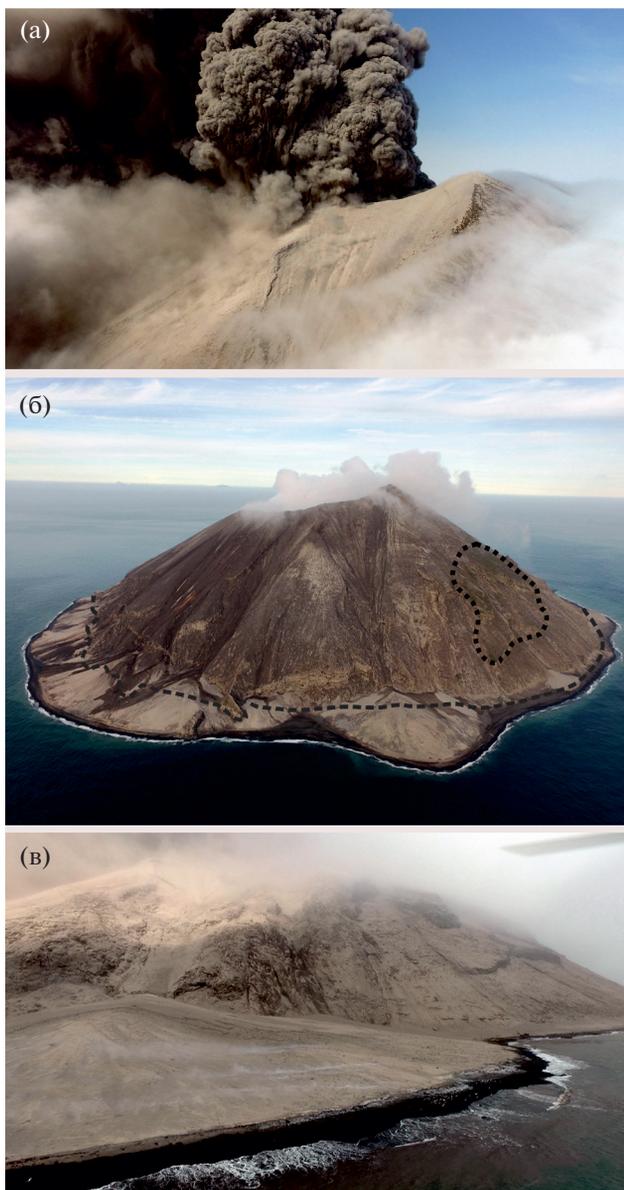
**Рис. 2.** Вид с северо-запада на остров-вулкан Райкоке до извержения (2016 г.), фото Н.Н. Павлова (а) и после извержения (сентябрь 2019 г.), фото Е.В. Касперского (б). Эруптивная колонна начала субплинианской фазы активности 21 июня 2019 г. в 22:45 UTC; космический снимок (<https://eol.jsc.nasa.gov/SearchPhotos/photo.pl?mission=ISS059&roll=E&frame=119250>) (в).

Известны также сильные эксплозивные извержения вулкана в 1778 и 1924 гг. В ходе внезапно начавшегося извержения в 1778 г. погибло 15 человек. В 1780 г. сотник Секерин, посланный для инспекции острова после извержения, сделал детальное описание его последствий: “Во время сильного землетрясения в 1778 г., сопровождавшегося возгоранием сопки, вершина ее разселась и треть сопки обрушилась в груды развалин, покрывших весь остров и засыпавших бывшие на них бухты. При новом возгорании ночью еще часть сопки обрушилась и довершила опустошение. Под развалинами ее погиб сотник Черный со своими спутниками, расположившийся здесь ночевать. Сопку сорвало к северу, и верх ее сделался седлом: утесистые залавки песком и камнем насыпало и сделало гладко, что и птицам негде плодиться; байдарную пристань насыпало песком и стало там сухо; лайду с кекурами сделало песчаным берегом; наметало к югу песчаную лайду на 100 саженей длины и 100–110 саженей ширины и сделало 2 маленьких бухты; весь остров покрыт единственно песком, а сопка с ужасом гремит и ныне, но не дымится.” (цитируется по [Полонский, 1871, с. 429–430]).

Почти через 150 лет, 15 февраля 1924 г. произошло следующее извержение. По свидетельству Н. Tanakadate [1931]: “Огромный кипарисообразный столб пепла был замечен с корабля, весь остров был засыпан свежим пеплом. Позже из

кратера выделялось большое количество белых паров”. В результате этого извержения кратер вулкана сильно углубился [Горшков, 1958]. После этого события экосистема острова находилась в состоянии постепенного восстановления.

Вулканологи, посетившие остров в 1962 г., отмечали, что склоны вулкана почти не покрыты растительностью [Мархинин, Стратула, 1965]. Биоту острова в 1996 и 2000 гг. исследовала международная экспедиция [Takahashi et al., 2002]. С начала XXI в. на острове проводились регулярные наблюдения на лежбище морских животных [Трухин, 2008; Burkanov et al., 2011]. На вулкане нет наземной сети инструментального мониторинга, и информация о его состоянии основана преимущественно на анализе спутниковых изображений. Краткосрочное посещение острова в 2010 г. [Дегтерев, Чибисова, 2019] и наши наблюдения 2016 г. не выявили каких-либо признаков вулканической активности. Во время заключительной стадии извержения Райкоке в 2019 г. открыточные наземные наблюдения были выполнены с проходящего туристического судна “Афина” 23 июня 2019 г. (рис. 3). После извержения Райкоке кратко посещался в июле–сентябре 2019 г. и в июне–июле 2020 г., когда была проведена фото- и видеосъемка, включая съемку с квадрокоптера, зафиксировавшую состояние природы на острове (Н. Павлов, Е. Касперский, К. Буркард и др.). На-



**Рис. 3.** Кратерная область острова-вулкана Райкоке, пепловое облако заключительной стадии извержения 23 июня 2019 г. в 17:45 (а). Общий вид острова: на северо-западном побережье – новая береговая линия, на юго-западном – крупный конус выноса. Прерывистой линией показано положение берега до извержения 2019 г., точечная линия оконтуривает территорию на склоне с фрагментами уцелевшей растительности, 8 сентября 2019 г. (б). Конус выноса (“песчаная лайда”, по [Полонский, 1871]) горячих отложений пирокластических потоков на юго-западном берегу, 23 июня 2019 г. (в). Фото Н.Н. Павлова.

ши работы на острове Райкоке происходили в 2016 и 2020 гг. в рамках проектов РНФ.

Первые описания извержения [Дегтерев, Чибисова, 2019; Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019] почти не содержат информации о его продуктах и их воздействии на природу о. Райкоке.

Масштаб изменений и динамика процессов трансформации отложений после извержения были выяснены нами на основе сравнения спутниковых изображений, полученных в период до и после извержения, и в ходе экспедиции на остров в 2020 г.

### МЕТОДИКА РАБОТ

Динамика процессов трансформации отложений после извержения была выяснена на основе сравнения серии изображений, полученных со спутников Sentinel-2, Landsat 8, WorldView-1, 2 в период июнь 2019 г.–сентябрь 2020 г. и в период, предшествующий извержению, начиная с 1972 г. Все изученные спутниковые снимки имеют невысокое разрешение, поэтому полученные количественные оценки являются приблизительными.

Полевое изучение и опробование пирокластических отложений извержения 2019 г. было выполнено в июле 2020 г. на восточном побережье острова. Гранулометрический анализ образцов отложений пирокластических потоков был выполнен стандартным методом сухого просеивания [Walker, 1971]. Плотность и вспененность ювенильного андезибазальта были определены для 4 обломков породы размером 2–3 см методом, основанным на законе Архимеда: по разнице веса обломков в дистиллированной воде и в воздухе [Hoblitt, Harmon, 1993]. Перед взвешиванием в воде, для предотвращения ее проникновения в поры, обломки покрывались водоотталкивающим составом на основе силиконового масла, после чего высушивались в сушильном шкафу в течение суток при температуре 60°C. Для подсчета индекса вспененности [Houghton, Wilson, 1989] использовалось значение плотности невспененного андезибазальта 2.7 г/см<sup>3</sup>.

Определение состава ювенильного материала извержения 2019 г. выполнено на микрозонде JEOL 8530F и спектрометре RIX-2000 (Факультет Геонаук, Университет Симанэ, Япония).

### СОСТОЯНИЕ ОСТРОВА ДО ИЗВЕРЖЕНИЯ 2019 г.

Остров Райкоке высотой 551 м н. у. м. представляет собой верхнюю часть конуса активного стратовулкана, который поднимается на 2500 м со дна восточной окраины Охотского моря [Горшков, 1967] (см. рис. 2а). Склоны вулкана короткие (расстояние от кромки кратера до берега 400–1000 м в плане) и крутые (30° и более). Во многих местах склоны осложнены ступенчатыми обрывами (с уступами до 5 м), обнажающими слоистую толщу лавовых потоков типа “аа”. Мощные фронтальные части потоков выдаются в море на 100–200 м. В нижней части склонов видны ополз-

ни (самый крупный из них имеет длину около 300 м, ширину – до 100 м).

До извержения на склонах вулкана имелись обширные, почти не заросшие осыпи пирокластического материала. Некоторые из них, длиной до 1000 м, тянулись от кромки кратера до береговой линии (см. рис. 16). В центре острова, на вершине вулканического конуса, располагался глубокий (более 400 м) кратер диаметром 700–750 м, косо срезанный на север с падением высоты по кромке на 220 м. Крутые внутренние склоны кратера на его дне переходили в крупноглыбовые развалы и щебнистые осыпи площадью около 0.15 км<sup>2</sup> (см. рис. 16).

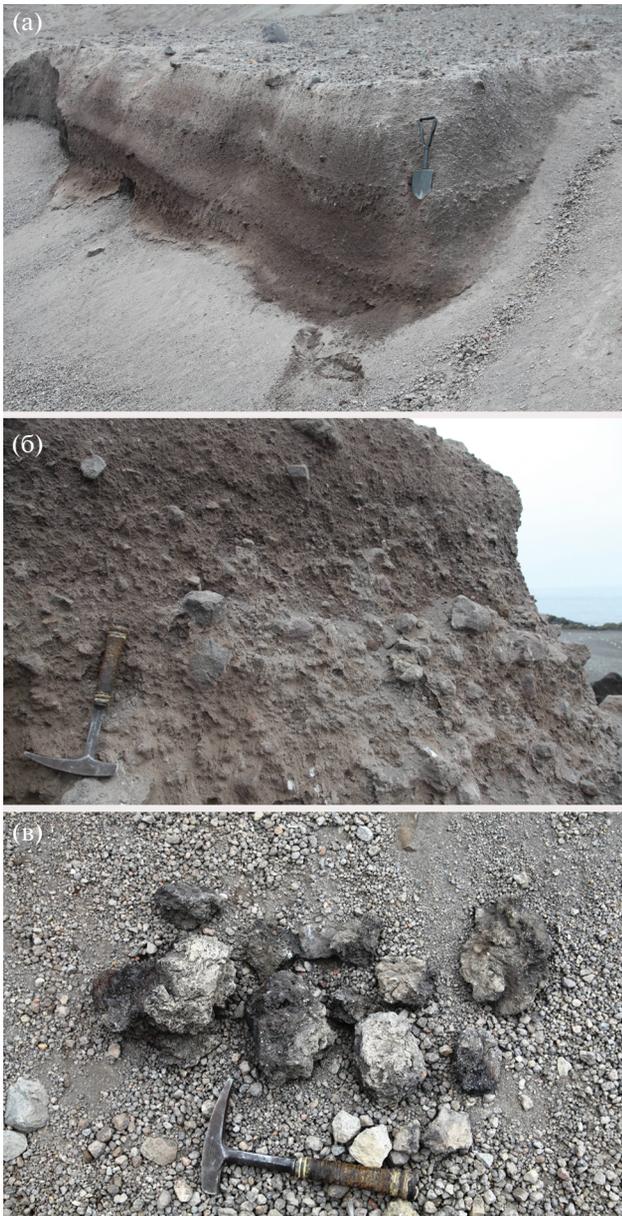
Состояние биоты острова к 2019 г. соответствовало сравнительно короткому (95 лет) периоду неполного восстановления после катастрофического воздействия извержения 1924 г. Спутниковый снимок Landsat, 1972 г. позволил различить на острове вулканогенные пустоши и контуры зеленого цвета, в целом соответствующие распределению растительности перед извержением 2019 г. По данным, собранным в 1996 и 2000 гг., на острове обнаружено 68 видов сосудистых растений [Takahashi et al., 2002]. Доминировала травяная и травяно-кустарниковая растительность, покрывавшая к 2018 г. не менее 60% поверхности внешних склонов вулкана и ~70% внутренних склонов кратера (см. рис. 16). Сомкнутая растительность отмечена у подножия конуса вулкана и на склонах северной экспозиции, где она сформировалась на скалистых выходах древних лавовых потоков. На обширных пустошах и осыпях нижних частей склонов, по данным В.Ю. Баркалова (личное сообщение), начал формироваться моховой покров. Верхние части склонов вулкана были представлены обширными пустошами, не покрытыми или слабо покрытыми растениями. Важной спецификой экосистем острова было огромное количество заселявших его птиц (около 260000), относящихся к 15–16 видам, в том числе самое крупное в Северной Пацифике гнездовое поселение глупыша (*Fulmarus glacialis*) [Трухин, 2008]. Между извержениями на территорию острова эпизодически в небольших количествах поступал вулканический пепел с других вулканов Курильской дуги. Частью природы, окружающей остров, были заросли водорослей в прибрежной полосе шириной от 25 до 350 м: полоса была наиболее узкой на участках, примыкающих к лавовым мысам северо-востока острова, и максимально широкой, с сомкнутыми зарослями, на южном побережье. На побережье западной части острова располагалось лежбище сивучей (*Eumetopias jubatus*, морской лев Стеллера), где была сконцентрирована значительная часть курильской популяции этого вида. По учету, сделанному в 2018 г., там было 474 особи, в том числе 138 щенков [Burkanov et al., 2020].

## ИЗВЕРЖЕНИЕ 2019 г. И ЕГО ЭФФЕКТ

Хронология развития извержения реконструирована в работе [Дегтерев, Чибисова, 2019] на основании анализа серии спутниковых снимков, а также в работе [Фирстов и др., 2020] на основании анализа акустических сигналов извержения. Извержение началось 21 июня 2019 г. около 18:00 UTC (22 июня 5:00 утра по местному сахалинскому времени). Начальная стадия извержения (стадия отдельных выбросов) продолжалась 4.5 ч и состояла из 6 выбросов, которые имели продолжительность 20–40 мин и высоту подъема пеплового облака до 10 км н. у. м. В 22:30 UTC началась кульминационная стадия извержения (плинианская стадия непрерывного выброса пирокластике), когда в течение 3.5 ч пепловое облако поднималось до высоты 13 км (см. рис. 2в).

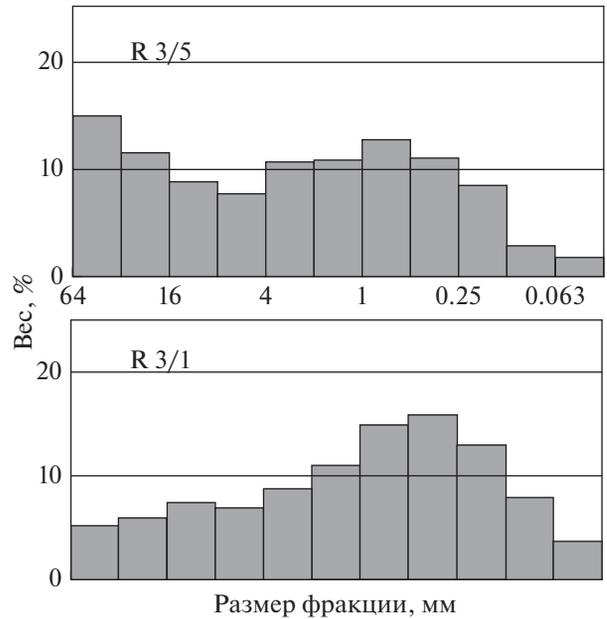
**Отложения извержения 2019 г.** Малая площадь острова и крутизна его склонов не благоприятствуют накоплению и сохранности пирокластических отложений вулкана Райкоке. Разрезы пирокластических отложений извержения 2019 г. изучены в небольших (высотой 3–8 м) береговых обрывах конусов выноса пирокластических потоков. Толщина отложений в конусах выноса достигает 10–15 м. К моменту изучения, в июле 2020 г. отложения уже полностью остыли, термальных площадок не наблюдалось. В изученных обрывах видно, что конусы выноса состоят из слоев многочисленных (3–5) порций пирокластических потоков, каждый из которых имеет толщину 1–3 м (рис. 4а). Границы между порциями потоков достаточно хорошо выдержаны по простираанию в пределах одного обнажения, но контакты между ними не резкие, а часто постепенные и плохо различимые, что говорит о том, что их отложение происходило в быстрой последовательности, без значительных перерывов во времени. Отдельные порции потоков различаются, в основном, только концентрацией и, в меньшей степени, размерностью входящего в их состав грубообломочного материала (см. рис. 4б). Отложения пирокластических потоков представлены плохо сортированным (коэффициент сортировки Инмана 2–3 “фи”, по [Inman, 1952]) гравийно-песчаным материалом розовато-серого цвета с небольшой примесью более крупных обломков пород поперечником до 10–20 см, иногда до 50 см. Содержание гравийной фракции составляет 35–70%, песчаной 30–60% (рис. 5). Материал отложений заметно уплотнен, но не сцементирован, и легко копается лопатой. Признаков интенсивной дегазации отложений потоков в виде трубок фумарол не найдено, хотя на фотографиях, сделанных сразу после извержения, на поверхности еще горячих потоков видны отдельные выходы пара (см. рис. 3в).

Обломочный материал потоков имеет разнородный петрографический состав. Обломки по-



**Рис. 4.** Пирокластические отложения извержения вулкана Райкоке в июне 2019 г. Разрез конуса выноса отложений пирокластических потоков, состоящий из трех слоев-порций, образовавшихся в результате коллапса эруптивной колонны фреатомагматического субплинианского извержения 2019 г. (а). Контакт двух порций пирокластических потоков, различающихся концентрацией и размером грубообломочного материала (б). Лапилли и бомбы шлаковидного андезибазальта магматической стадии извержения (в). Фото А.Б. Белоусова.

род в основном плотные, угловатые и в целом имеют резургентный облик. Некоторые из них окислены и гидротермально изменены. Часть этого обломочного материала была выброшена извержением, а часть эродирована пирокластическими потоками со склонов вулкана. Визуальный

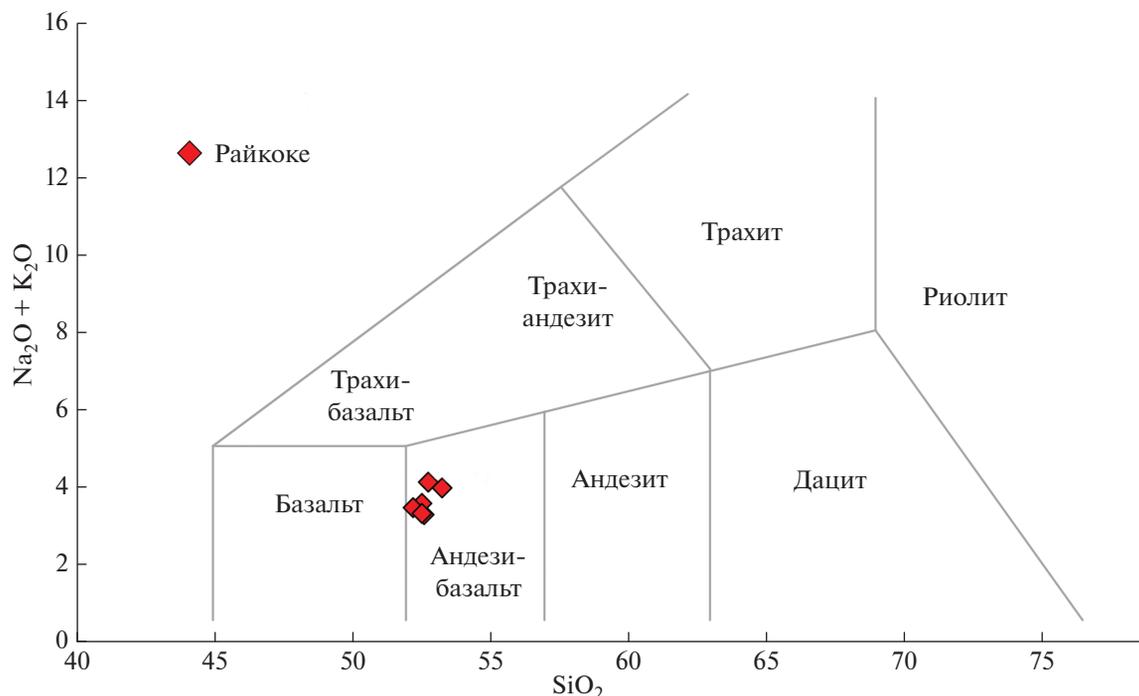


**Рис. 5.** Гистограммы гранулометрического состава двух порций пирокластического потока (3/1 – нижняя, 3/5 – верхняя).

осмотр позволил выделить три группы пород, которые претендуют на роль ювенильного материала: темно-серые шлаковидные, розовато-серые шлаковидные и светло-серые пемзовидные андезибазальты (рис. 6, табл. 1). Плотность ювенильного материала составляет 1.63–1.81 г/см<sup>3</sup>, вспененность – 33–40%. Кроме указанных, в пирокластических потоках встречены округлые обломки большой плотности разнообразных оливинсодержащих крупнокристаллических пород типа кумулатов/алливалитов размером до 5–10 см.

Вне пределов конусов выноса, непосредственно на склонах вулкана пирокластический покров последнего извержения или очень тонок (не более 20–30 см), или вообще отсутствует, а почва содрана и выровнена пирокластическими потоками. Остатки корневых частей растений на эродированной почве не имеют явных признаков обугливания, это означает, что температура пирокластических потоков была не очень высокой, вероятно, не более 200–300°C. На поверхности отложений пирокластических потоков в нескольких местах были встречены участки, покрытые отложениями, которые напоминали грубую тефру плинианского извержения: рыхлый, лишенный мелкозернистого заполнителя, сыпучий наброс лапилли (размером 2–5 см) и бомб (размером до 20–30 см) темно-серого шлаковидного андезибазальта (см. рис. 4в, табл. 1).

**Реконструкция динамики и механизма извержения.** Сопоставление хронологии развития процесса извержения [Дегтерев, Чибисова, 2019;



**Рис. 6.** Химический состав ювенильного материала извержения 2019 г. вулкана Райкоке. Составы и названия типов пород, по [Bas et al., 1986].

Фирстов и др., 2020] с характеристиками изученных пирокластических отложений позволяют сделать следующие выводы об извержении 2019 г. Извержение началось внезапно и сразу приобрело сильный эксплозивный характер. О быстром подъеме магмы из очага свидетельствует наличие в отложениях пирокластических потоков крупных обломков кумулатов большой плотности, что характерно для сильных эксплозивных извержений [Плечов и др., 2008].

Начальная стадия извержения (стадия отдельных вулканических взрывов по [Дегтерев, Чибисова, 2019], с 18:00 до 22:30 UTC 21 июня 2019 г., вероятно, имела фреатомагматический субплинианский характер. Пульсирующая колонна извержения высотой до 10 км была перегружена

мелкозернистой пирокластикой и часто коллапсировала с образованием многочисленных небольших пирокластических потоков, которые двигались радиально от кратера по всем склонам вулкана к морскому побережью и уходили на некоторое расстояние в море. Наибольший объем потоков спускался по имеющимся неглубоким эрозионным рывтинам (барранкосам) на склонах вулкана, в устьях которых сформировались достаточно крупные конусы выноса пирокластики (см. рис. 3б, в). В процессе извержения приток подземных вод, контактировавших с магмой, уменьшился (или прекратился), и на короткое время (3.5 ч) произошел переход к магматическому механизму фрагментации магмы, в результате чего высота эруптивной колонны увеличилась до

**Таблица 1.** Химический состав ювенильного материала извержения 2019 г. вулкана Райкоке

Образец	SiO <sub>2</sub> , %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na <sub>2</sub> O, %	K <sub>2</sub> O, %	TiO <sub>2</sub> , %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	Сумма
R-3-6	52.79	17.58	8.87	0.171	4.44	9.37	2.99	1.09	0.698	0.17	98.51
R3-7a	52.64	16.8	8.89	0.169	6.53	11.06	2.38	0.86	0.645	0.13	100.5
R-5-1	53.29	18.39	8.84	0.169	4.79	10.33	2.9	1.03	0.697	0.17	100.5
R-6	52.56	16.61	9.61	0.173	6.52	10.27	2.63	0.9	0.672	0.14	100
R-NN1	52.24	16.67	9.66	0.177	6.69	10.55	2.55	0.87	0.703	0.13	100.6
R-NN2	52.56	16.18	9.31	0.174	6.84	10.8	2.42	0.85	0.655	0.12	100.3

Примечание. R-3-6 и R3-7a — пирокластические потоки, R-5-1 и R-6 — бомбы, R-NN1 и R-NN2 — светло-серый пемзовидный и розовато-серый шлаковидный материал, собранный Н.Н. Павловым 22 июня 2019 г.

13 км. На этой стадии извержения был отложен верхний прерывистый слой грубой тефры и бомб шлаковидного андезибазальта (плинианская стадия по [Дегтерев, Чибисова, 2019], с 22:30 до 2:00 UTC 21–22 июня 2019 г.).

После завершения интенсивной эксплозивной деятельности в кратере в течение нескольких дней происходила слабая эксплозивная, возможно, фреатомагматическая деятельность с выносом небольших облаков тонкого пепла (см. рис. 3а). О фреатомагматическом характере большей части этого извержения свидетельствуют: относительно мелкозернистый гранулометрический состав выброшенной пирокластики, невысокая температура и слабая газонасыщенность отложенных пирокластических потоков, а также большая концентрация резургентных обломков в отложениях и относительно низкая степень вспененности ювенильного материала.

**Морфологические изменения острова в результате извержения.** Изучение спутниковых снимков показало, что основной объем горячей пирокластики был отложен, преимущественно, на склонах северо-восточного сектора вулкана (рис. 7а). В районе западного побережья острова отложился слой пирокластики толщиной около 1 м (см. рис. 3в). Нижние части склонов и подножие вулкана были перекрыты толщей горячих отложений пирокластических потоков, которые интенсивно парили в первые месяцы после извержения (см. рис. 3в, 8а).

На западе, севере и северо-востоке острова параллельно старой береговой линии сформировалась новая береговая линия, выдвинутая в море на 100–250 м, ее протяженность составила около 5 км (см. рис. 3б, 7а). В юго-восточном секторе на участке длиной около 900 м береговая линия почти не изменилась. На других участках берега в море выдвинулись отдельные конусы выноса пирокластического материала. Крупнейший из них, расположенный на юго-западном берегу, имел в июле 2019 г. длину по береговой линии ~480 м, высоту в основании, у коренного берега ~70 м и выдавался в море на ~250 м (см. рис. 3в).

В целом, в результате извержения площадь острова увеличилась: по измерениям на спутниковом снимке от 29 сентября 2019 г. (см. рис. 7б) — на 0.57 км<sup>2</sup>, а сразу после извержения, вероятно, была несколько больше — около 0.7 км<sup>2</sup>. Эти оценки близки к значениям, полученным в работе [Романюк, Дегтерев, 2020]. Объем материала, отложившегося на острове, новообразованной суше и в море под водой непосредственно вблизи острова, можно оценить в пределах 0.05 км<sup>3</sup> (без учета тефры дальнего разноса). В работе [Фирстов и др., 2020] на основе изучения акустических сигналов извержения был оценен общий объем пирокластики, вынесенной извержением, в 0.1 км<sup>3</sup>,

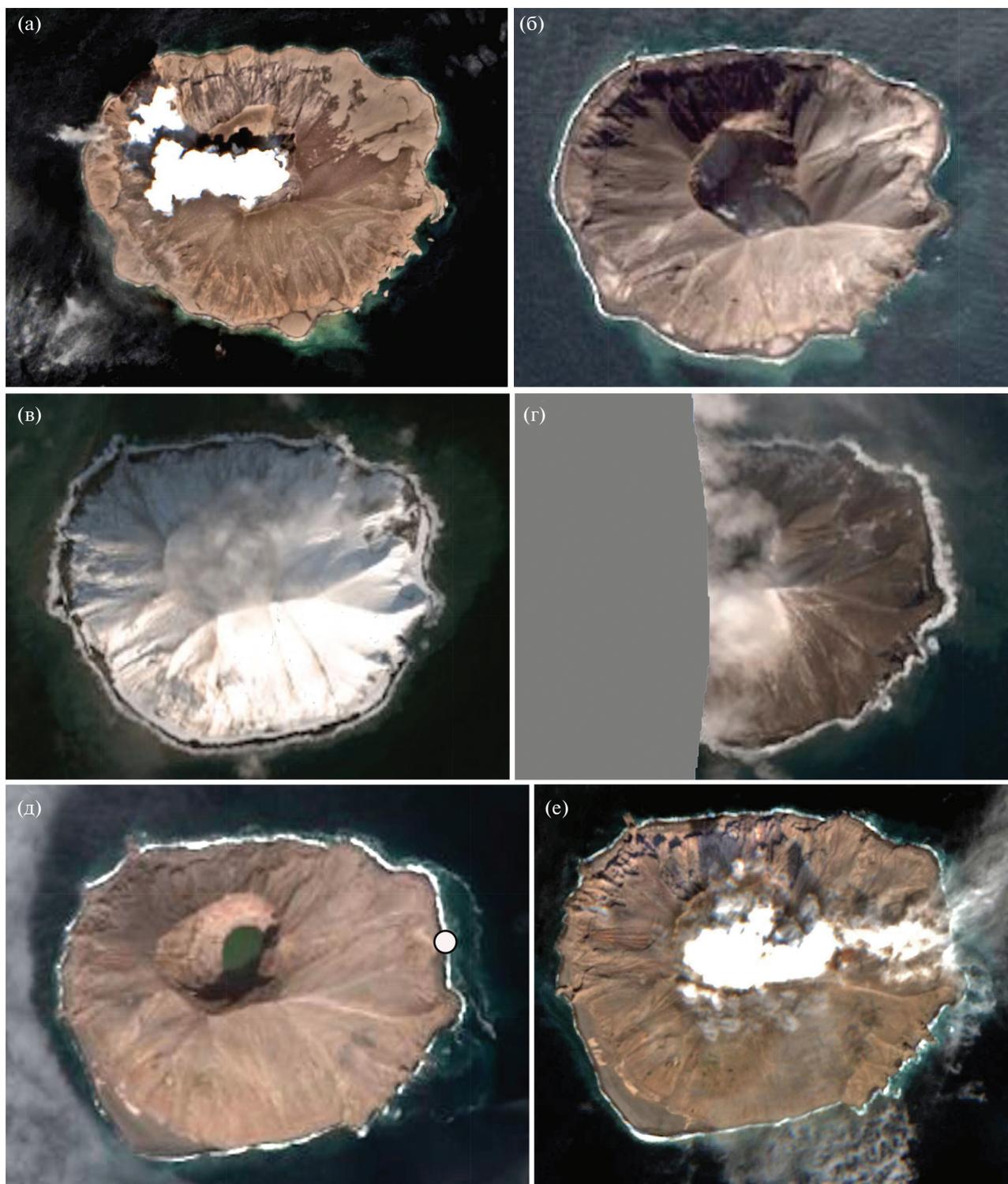
а его сила по шкале VEI [Newhall, Self, 1982], как равная 4.

**Трансформации среды в течение первого года после извержения.** В течение первого года происходил интенсивный размыв и переотложение пирокластики вдоль береговой линии острова, преимущественно с запада на восток как вдоль северного, так и юго-западного побережья. Шлейфы замутненной воды были видны на спутниковых снимках на расстоянии более 1 км к юго-востоку от острова.

В результате пляжи западного и северного побережий уменьшились по ширине (см. рис. 7), а высота обнажений свежей пирокластики на северном берегу острова через 3 мес. после извержения была 20–25 м (см. рис. 8в). Расположенные в северо-западной части острова лавовые мысы (см. рис. 1б), которые в ходе извержения были полностью перекрыты отложениями пирокластических потоков (см. рис. 7а, б), в течение года постепенно вновь обнажились (см. рис. 7д). Были размывы и исчезли обширные конусы выноса отложений пирокластических потоков. Так, конус выноса на юго-западном побережье, который в июле 2019 г. выдавался в море на ~250 м (см. рис. 3в, 7б), был полностью размыв за 5 мес. (см. рис. 7в). На его месте, в результате переотложения пирокластики весной—летом 2020 г., сформировался новый пляж протяженностью около 1000 м и максимальной шириной около 250 м (см. рис. 7д, е). На восточной стороне острова небольшие бухты между лавовыми мысами (см. рис. 1б) были заполнены переотложенной пирокластикой; береговая линия, из которой до извержения выступал на 250 м крупный лавовый мыс, сгладилась, стала менее извилистой, а местами линейной (см. рис. 7г–е).

Толща пирокластических отложений на побережье остыла в течение полугода, и на острове зимой 2019–2020 гг. был виден сплошной снежный покров (снимки 20.12.2019 г. (см. рис. 7в), 26.03.2020 г. и 05.04.2020 г.). Но на снимке 02.02.2020 г. (см. рис. 7г) поверхность острова имела бежево-коричневый цвет, такой же, как летом 2019 г. Возможно, что на Райкоке зимой 2019–2020 гг. произошло единичное слабое фреатическое извержение, связанное с взаимодействием воды с еще не остывшими отложениями, или в кратере вулкана произошел крупный обвал с образованием пылевого облака. Через месяц после извержения в кратере в результате просачивания морской воды появилось озеро [Мельников и др., 2020]. Оно четко видно на космическом снимке от 2 августа 2020 г. (см. рис. 7д).

**Поражение экосистем.** Верхние и средние части склонов были подвергнуты механическому и термическому воздействию выпадающей пирокластики, а сформировавшийся там почвенный и растительный покров в значительной степени со-



**Рис. 7.** Серия спутниковых изображений, показывающая изменение формы и размеров полосы отложений в прибрежной зоне в течение года после извержения: 30.06.2019 (а), 29.09.2019 (б), 20.12.2019 (в), 02.02.2020 (г), 02.08.2020; белой точкой показано место высадки на берег в июле 2020 г. (д), 02.09.2020 (е). Изображения 7а–е – со спутника Sentinel 2, 7б–д – со спутника WorldView-2. Отсутствие части изображения на рис. 7г обусловлено техническими условиями съемки. Примерный масштаб снимков дает поперечный размер острова, который составляет 2 км.



**Рис. 8.** Лавовый мыс-останец на западном побережье острова 23 июня 2019 г. (а) и в июле 2020 г. (б); участок северного побережья Райкоке в июле 2020 г. (в); участок с сохранившейся растительности у основания склонов восточного побережья, июль 2020 г. (г); участок с сохранившимися куртинами злаков и гнездами птиц на восточном побережье острова, июль 2020 г. (д); погребенные пирокластикой водоросли, 23 июня 2019 г. (е). Фото Н.Н. Павлова (а, б, г, е), О.А. Румянцевой (в), А.Б. Белоусова (д).

дран или погребен. В наименьшей степени пострадали нижние части склонов южной половины острова. Сравнение кадров наземной фотосъемки (включая съемку с квадрокоптера), выполненных дважды – в 2019 и 2020 гг., показало, что растительный покров фрагментарно сохранился на нижних частях склонов и скалистых подножиях, где он покрывал не более 5–10% поверхности отдельных участков (см. рис. 8г, д). Наиболее явно это было выражено в восточной и южной половине острова. По профилю южного склона уцелевшие участки растительности, встречаются до высоты 350 м н. у. м., располагаясь на расстоянии около 340 м от кромки кратера (см. рис. 3б). Крупный участок растительности сохранился (хотя, по-видимому, был существен-

но нарушен) на расстоянии 200 м от прежней береговой черты (см. рис. 8г). В целом для острова проективное покрытие уцелевшей растительности составляет менее 1%. Выжившие растения в основном представлены злаком *Leymus mollis* (см. рис. 8д). Разрушительное воздействие было оказано и на лес водорослей в прибрежной полосе: он был погребен пирокластикой, вынесенной в море (см. рис. 8е), и лишь фрагментарно выжил на значительном удалении от берега.

Лежище сивучей на западном побережье было погребено отложениями горячих пирокластических потоков. Согласно учетам 12 июля и 8 сентября 2019 г., было обнаружено всего 35 особей, исключительно самцов, на противоположной стороне острова [Burkanov et al., 2020]. Учеты,

проведенные через год после извержения, показали 164 (18 июня 2020 г.) и 174 (12 июля 2020 г.) особи, включая молодых животных и щенков [Burkanov et al., 2021]. Таким образом, извержение 2019 г. привело к резкому уменьшению островной популяции сивучей.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Объем материала извержения 2019 г., отложившегося на острове, новообразованной суши и в море, под водой, непосредственно вблизи острова составил около  $0.05 \text{ км}^3$ , а с тэфрой дальнего разноса –  $0.1 \text{ км}^3$ . По выброшенному объему пирокластики и максимальной высоте эруптивной колонны (13 км), сила извержения по шкале VEI соответствует 4 [Дегтерев, Чибисова, 2019], что ставит это извержение в один ряд с эруптивными событиями Райкоке 1778 г. и 1924 г., которые также классифицированы как VEI 4 [Siebert et al., 2011]. Также как и прошлые исторические извержения, извержение 2019 г. началось внезапно и характеризовалось высокой эксплозивностью, что связано с фреатомагматическим механизмом фрагментации поднимающейся магмы при контакте с подземными водами. Можно предположить, что эти подземные воды были представлены морской водой, просочившейся извне в постройку острова-вулкана. Это предположение основано на том, что после извержения морская вода быстро проникла в углубившийся кратер вулкана, образовав кратерное озеро [Мельников и др., 2020]. Такой механизм, по-видимому, характерен для эксплозивных извержений вулкана Райкоке и, весьма вероятно, будет повторяться в будущем. Вместе с тем, в строении конуса вулкана большую роль играют лавовые потоки типа “аа”, которые, вероятно, изливались, когда доступ/приток подземных/морских вод к магматическому каналу Райкоке был ограничен. Возвращение вулкана к преимущественно эффузивному стилю активности возможно в случае изменения гидрогеологической ситуации в его постройке.

Спецификой острова Райкоке является его малый размер (побережье расположено в пределах всего лишь 0.4–1 км от кратера), поэтому вся его территория подвержена интенсивному воздействию вулканических извержений. Большая крутизна склонов приводит к скатыванию масс пирокластики к подножию вулкана, где они попадают в море и создают новую береговую линию суши, которая затем постепенно, но достаточно быстро размывается морем.

В одной из первых работ, посвященных извержению [Гирина и др., 2019], приводится описание паровых шлейфов белого цвета, видимых на некоторых космических снимках, и сделано предположение об излиянии лавового потока на

склон вулкана, а также об одновременном извержении подводного вулкана 3.18, расположенного на расстоянии 6.5 км к северо-западу от о. Райкоке [Рашидов и др., 2006]. В процессе наших полевых работ на острове и в его окрестностях в 2020 г. никаких следов свежих лавовых потоков и признаков подводного извержения мы не обнаружили. Вероятно, данная интерпретация паровых шлейфов является ошибочной, и они были вызваны вхождением в море пирокластических потоков извержения Райкоке.

Важной особенностью природы острова является постоянный обильный привнос органического вещества в его экосистему (рыба – морские птицы – продукты их жизнедеятельности – почвы – растительность), что существенно ускоряет сукцессию на вулканогенных отложениях. Кроме того, птицы, строя гнезда в рыхлом пирокластическом субстрате, создают неоднородность микрорельефа (см. рис. 8д), благоприятную для заселения растениями. Ускоряют сукцессию и эпизодические небольшие пеплопады соседних вулканов Курильской гряды: например, в июне 2009 г. на Райкоке выпал пепел вулкана Пик Сарычева, долетевший с соседнего о. Матуа (личное сообщение наблюдателя В.В. Черницына, дежурившего на Райкоке).

Цикл трансформации среды на Райкоке, по-видимому, был сходен с процессами, происходившими на о. Матуа после сильного извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. [Гришин, 2011]. Оба острова, являясь частью Курильской дуги, находятся в 16 км друг от друга (см. рис. 1) и характеризуются близкими природными условиями. При этом первичное приращение территории сразу после извержения на Матуа составило 2–3% от площади острова, тогда как на Райкоке – ~15%. На Матуа мощное отложение пирокластики в море привело к формированию новой суши и фестончатой береговой линии, затем произошло сглаживание новой береговой линии (первые месяцы), размывание и перенос отложений с запада на восток в соседние бухты (первые годы). На склонах вулкана Пик Сарычева, по которым прошли горячие облака пирокластических волн, безжизненность первого года после извержения постепенно сменилась восстановлением малой части уцелевшей, хотя и пострадавшей растительности, преимущественно, травяной. На первичных субстратах началось заселение пионерными растениями. Достаточно быстро (за десятилетие) в прибрежной зоне о. Матуа восстановился и лес водорослей.

По-видимому, сходные процессы идут сейчас и на о. Райкоке, с поправкой на его специфику. Перспективы восстановления экосистем вулкана Райкоке связаны с эрозией вулканических отложений, постепенным заселением птицами нового субстрата (это зафиксировано уже в сентябре 2019 г.),

заносом новых видов растений на остров. Существенный импульс сукцессии дадут фрагментарные участки уцелевшей растительности (включая частично погребенную). Первичная сукцессия пойдет по стадиям, в течение которых доминируют: мхи — пионерные травянистые растения и кустарнички — травянистые растения и кустарники — ссланики. Конечная стадия — создание сомкнутого лугово-стланикового покрова.

Полный период восстановления, по нашей оценке, в условиях Райкоке должен длиться не менее ~200 лет, но в условиях периодических разрушительных извержений он постоянно прерывается на средних стадиях. Таким образом, для природы острова-вулкана характерны периодические глубокие разрушения экосистем в ходе сильных эксплозивных извержений и относительно быстрые процессы восстановления, прерываемые затем новым извержением.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарим за фото и видео о Райкоке, а также за данные своих наблюдений Н.Н. Павлова, В.Ю. Баркалова, Е.В. Касперского, О.А. Румянцеву, А.М. Трухина и В.В. Черницына. Особую благодарность выражаем Е.Г. Калачевой за организацию работ на острове Райкоке в 2016 и 2020 гг. и командам судов “Афина” (2016 г.) и “Ашура” (2020 г.) за доставку на остров. Конструктивные замечания рецензентов улучшили рукопись.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы на о. Райкоке проводились в 2016 и 2020 гг. в рамках проектов РНФ № 15-17-200011 и № 20-17-00016.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирина О.А., Лупян Е.А., Уваров И.А. и др.* Извержение вулкана Райкоке 21 июня 2019 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. № 16(3). С. 303–307.
- Горшков Г.С.* Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713–1952) // Труды Лаборатории вулканологии. 1954. Вып. 8. С. 58–99.
- Горшков Г.С.* Действующие вулканы Курильской островной дуги // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 5–70.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Гришин С.Ю.* Воздействие на окружающую среду мощного извержения вулкана Пик Сарычева (Курильские острова, 2009 г.) по данным космической съемки // Исследование Земли из Космоса. 2011. № 2. С. 92–96.
- Дегтерев А.В., Чибисова М.В.* Извержение вулкана Райкоке в июне 2019 г. (о. Райкоке, Центральные Курильские острова) // Геосистемы переходных зон. 2019. Вып. 3. № 3. С. 304–309.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 14–28.
- Мельников Д.В., Ушаков С.В., Гирина О.А. и др.* Формирование новых озер в активной воронке Мутновского вулкана и кратере вулкана Райкоке // Материалы научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 42–44.
- Полонский А.С.* Курилы // Записки Императорского Русского географического общества. По отделению этнографии. 1871. Т. 4. С. 367–576.
- Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А. и др.* Условия формирования алливалитов — оливин-анортитовых кристаллических включений — в вулканитах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 2008. Вып. 16. № 3. С. 248–276.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И., Романова И.М. и др.* Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги в электронных информационных ресурсах Интернет // Материалы научно-технической конференции “Геофизический мониторинг Камчатки”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 75–82.
- Рашидов В.А., Гирина О.А., Озеров А.Ю. и др.* Извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) в июне 2019 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2. Вып. 42. С. 5–8.
- Романюк Ф.А., Дегтерев А.В.* Изменение конфигурации береговой линии о. Райкоке после эксплозивного извержения 21–25 июня 2019 г. (Центральные Курильские острова) // Геосистемы переходных зон. 2020. Вып. 4. № 3. С. 351–358.
- Трухин А.М.* Остров Райкоке и его обитатели // Природа. 2008. № 6. С. 33–42.
- Фирстов П.П., Попов О.Е., Лобачева М.А. и др.* Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г. // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 1. С. 71–81.
- Bas M.L., Maitre R.L., Streckeisen A. et al.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27. № 3. P. 745–750.
- Burkanov V., Gurarie E., Altukhov A. et al.* Environmental and biological factors influencing maternal attendance patterns of Steller sea lions (*Eumetopias jubatus*) in Russia // J. Mammalogy. 2011. V. 92(2). P. 352–366.
- Burkanov V., Pavlov N., Gelatt T.* Catastrophic Destruction of Raykoke Island Steller Sea Lion Rookery by Volcanic Eruption: June, 2019 // Abstracts of Alaska Marine Science Symposium. Anchorage, Alaska, 2020. P. 216.
- Burkanov V., Russel A., Gelatt T.* One year later: Modest recovery of the Raykoke Island Steller sea lion rookery after the June 2019 volcanic eruption // Alaska Marine Science Symposium. 2021. P. 144.
- Hoblitt R.P., Harmon R.S.* Bimodal density distribution of cryptodome dacite from the 1980 eruption of Mount St.

Helens, Washington // *Bulletin of Volcanology*. 1993. V. 55(6). P. 421–437.

Houghton B.F., Wilson C.J.N. A vesicularity index for pyroclastic deposits // *Bull. Volcanol.* 1989. V. 51(6). P. 451–462.

Inman D.L. Measures for describing the size distribution of sediments // *J. Sediment. Res.* 1952. V. 22(3). P. 125–145.

Newhall C.G., Self S. The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 231–238.

Siebert L., Simkin T., Kimberly P. *Volcanoes of the World / Third Edition*. California: University of California Press, 2011. 568 p.

Tanakadate H. Volcanic activity in Japan and vicinity during the period between 1924 and 1931 // *Japanese J. Astronomy and Geophysics*. 1931. V. 9. 47 p.

Takahashi H., Barkalov V.Y., Gage S. et al. A floristic study of the vascular plants of Raikoke, Kuril Islands // *Acta Phytotax. Geobotanica*. 2002. V. 53(1). P. 17–33.

Walker G.P. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits // *J. Geology*. 1971. V. 79(6). P. 696–714.

## **The 2019 Explosive Eruption of Raikoke Volcano (Kurile Islands): Pyroclastic Deposits and Their Impact on the Relief and Ecosystems**

**S. Yu. Grishin<sup>1</sup>\*, A. B. Belousov<sup>2</sup>\*\*, M. G. Belousova<sup>2</sup>, A. Auer<sup>3</sup>\*\*\*, and I. A. Kozyrev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far East Branch, Russian Academy of Sciences (FNTs Biodiversity FEB RAS), prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Pipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>3</sup>*Shimane University, Matsue, Japan, Yamashiro-cho 698-1, Matsue city, Shimane Prefecture, 690-0031 Japan*

\*e-mail: grishin@biosoil.ru

\*\*e-mail: belousov@mail.ru

\*\*\*e-mail: auer@riko.shimane-u.ac.jp

The short-term violent explosive eruption occurred on June 21, 2019 at the small volcanic island Raikoke located in the central part of Kurile Island arc. The climactic stage of the eruption lasted 3.5 h, producing the ash cloud up to 13 km high. We have analyzed a set of satellite images of the volcano as well as conducted a field work in order to investigate pyroclastic deposits of the eruption and to determine its impact on ecosystems of the island. We have found that the eruption had phreatomagmatic Subplinian – Plinian character. The rising magma batch of basaltic andesite composition interacted with groundwater that was probably represented mainly by seawater that precipitated into the volcanic edifice through permeable rocks of the volcanic island. Tephra and numerous pyroclastic flows of the eruption replaced the hot deposits that covered the whole area of the island, killed vegetation and destroyed rookeries and colonies of marine animals. The largest volume of the pyroclastic material was deposited mostly as pyroclastic flow fans at the foot of the volcanic cone, so the coastline moved in the sea and the area of the island increased up to 15%. During the first year after the eruption, the friable pyroclastic deposits were intensively eroded and redeposited, forming new beaches on the island coast. The recovery of the Raikoke ecosystems will be associated with the continuing erosion of the pyroclastic substrate accompanied by gradual recolonization of the island by birds and by natural introduction of new plant species. Patches of the survived vegetation will accelerate the plant succession. In general, the ecosystems of the island experience strong periodic destructions by strong explosive eruptions followed by relatively fast periods of recovery, which are interrupted then by a new eruption.

*Keywords:* Kurile Islands, Raikoke volcano, phreatomagmatic eruption, pyroclastic flow deposit, ecosystem

УДК 551.242

## ПРИЗНАКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И НОВЕЙШЕЙ АКТИВНОСТИ ДРЕВНИХ РАЗЛОМОВ В РАЙОНЕ СЛОБОДСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО УЗЛА (ЗАПАД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2021 г. С. Ю. Колодяжный<sup>а</sup>, \*, М. М. Певзнер<sup>а</sup>, А. В. Полещук<sup>а</sup>, Д. С. Зыков<sup>а</sup>, М. Г. Леонов<sup>а</sup>, И. М. Варенцов<sup>б</sup>, П. В. Иванов<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Центр геоэлектромагнитных исследований – филиал Института физики Земли РАН, а/я 30, Троицк, Москва, 108840 Россия

\*e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 23.12.2020 г.

После доработки 26.02.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В статье представлен результат комплексных геохронологических, палеосейсмических и тектонофизических исследований на примере локальных структур Слободского тектоно-динамического узла, представляющего собой сегмент сочленения крупнейших тектонических структур Восточно-Европейской платформы. Исследования проведены в районе Витебско-Суражского разлома центральной части Слободского узла. Это древнее долгоживущее нарушение прослеживается по геофизическим данным в комплексах докембрийского фундамента. В результате активизации на платформенном этапе развития разрыв проникает в отложения осадочного чехла и образует отрицательную структуру цветка с признаками тектонической инверсии. С позднего девона до начала квартала Витебско-Суражский разрыв, имеющий северо-восточное простирание, испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой транспрессии и правосдвиговой транстенсии. В позднем плейстоцене и раннем голоцене с развитием Витебско-Суражского разрыва было связано формирование грабенообразных ложбин, в которых накапливались поздне- и последниковые озерные отложения. В карьере Гралево в строении этих осадков развиты горизонты сейсмиков – индикаторов палеоземлетрясений. Землетрясение максимальной интенсивности зафиксировано по структурам сейсмиков раннеголоценовых ленточных глин, радиоуглеродный возраст которых –  $9339 \pm 36$  лет. Тектонофизические параметры сейсмического события соответствуют условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной – оси сжатия.

*Ключевые слова:* сейсмиковы, радиоуглеродный возраст, тектонофизические параметры, структурный парагенез

DOI: 10.31857/S0203030621060067

### ВВЕДЕНИЕ

Время формирования крупнейших платформенных нарушений охватывает, как правило, несколько геологических периодов и даже эр [Гарецкий, Каратаев, 2014; Геология ..., 2001; Колодяжный, 2018; Милановский, 1987; Сеймотектоника ..., 2009; Bogdanova et al., 1996]. Изучение особенностей строения, механизмов деформации и эволюции этих долгоживущих структур актуально в теоретическом и практическом отношении. Флюидная и магматическая проницаемость зон нарушений, контролируемая условиями деформаций, влияет на процессы накопления и перераспределения рудных компонентов и углеводородов. В инженерно-геологическом отношении важны представления о высокой сейсмогенерирующей способности имен-

но глубинных и протяженных разрывов, унаследующих древние нарушения [Землетрясения ..., 2007; Несмеянов, Воейкова, 2016; Сеймотектоника ..., 2009; Трифонов, 2017]. Сейсмический потенциал узловых сегментов долгоживущих нарушений, где отмечается пересечение двух и более разломных зон, является особенно высоким [Сеймотектоника ..., 2009].

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является хорошим полигоном для изучения долгоживущих нарушений и геодинамических узлов. Для этой территории имеется немало геолого-геофизических данных, характеризующих общие геодинамические условия развития нарушений древнего заложения [Глубинное ..., 2010; Колодяжный, 2018; Милановский, 1987; Чамов, 2016]. Вместе с тем, достаточно точные тектонофизиче-

ские и хронологические характеристики эволюции рассматриваемых зон немногочисленны и, чаще, ограничены решениями фокальных механизмов современных и исторических землетрясений. Изучение более древних деформаций сталкивается с проблемой определения их возраста. Для решения этих задач в последнее время используются методы изучения горизонтов сейсмиков и связанных с ними структур [Бискэ и др., 2009; Гаврилов, 2017; Kolodyazhny et al., 2020; Obermeier, 1996; Seilacher, 1984]. Обнаружение конседиментационных признаков палеоземлетрясений в слоях, датированных палеонтологическими и радиоизотопными методами, позволяет существенно расширить диапазон тектонофизических наблюдений, дополнить каталоги землетрясений и базы данных активных разломов [Бачманов и др., 2017].

В статье приводится пример решения взаимосвязанных геохронологических, палеосейсмических и тектонофизических задач на небольшом, но принципиально важном участке, расположенном в пределах Слободского тектоно-динамического узла.

### ТЕКТОНИКА СЛОБОДСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО УЗЛА

Термин “тектоно-геодинамический узел” был предложен Р.Г. Гарецким с соавторами на примере Слободской структуры, рассматриваемой в качестве главного узлового сегмента схождения полюсовых магнитных и гравитационных аномалий, систем рифейских авлакогенов, крупнейших разломов и сутурных зон ВЕП [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017]. По мнению этих исследователей, Слободской узел также является областью тройного сочленения и встречной конвергенции раннедокембрийских литосферных плит, образующих три главных сегмента ВЕП [Bogdanova, 1993]: Фенноскандию, Волго-Урاليю и Сарматию. Центр Слободского узла расположен в районе Слободской возвышенности на северо-западе Смоленской области. Внешние контуры узловых структур точно не определены, но очевидно, что ее диаметр достигает нескольких сот километров [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017] (рис. 1).

#### *Тектоника фундамента*

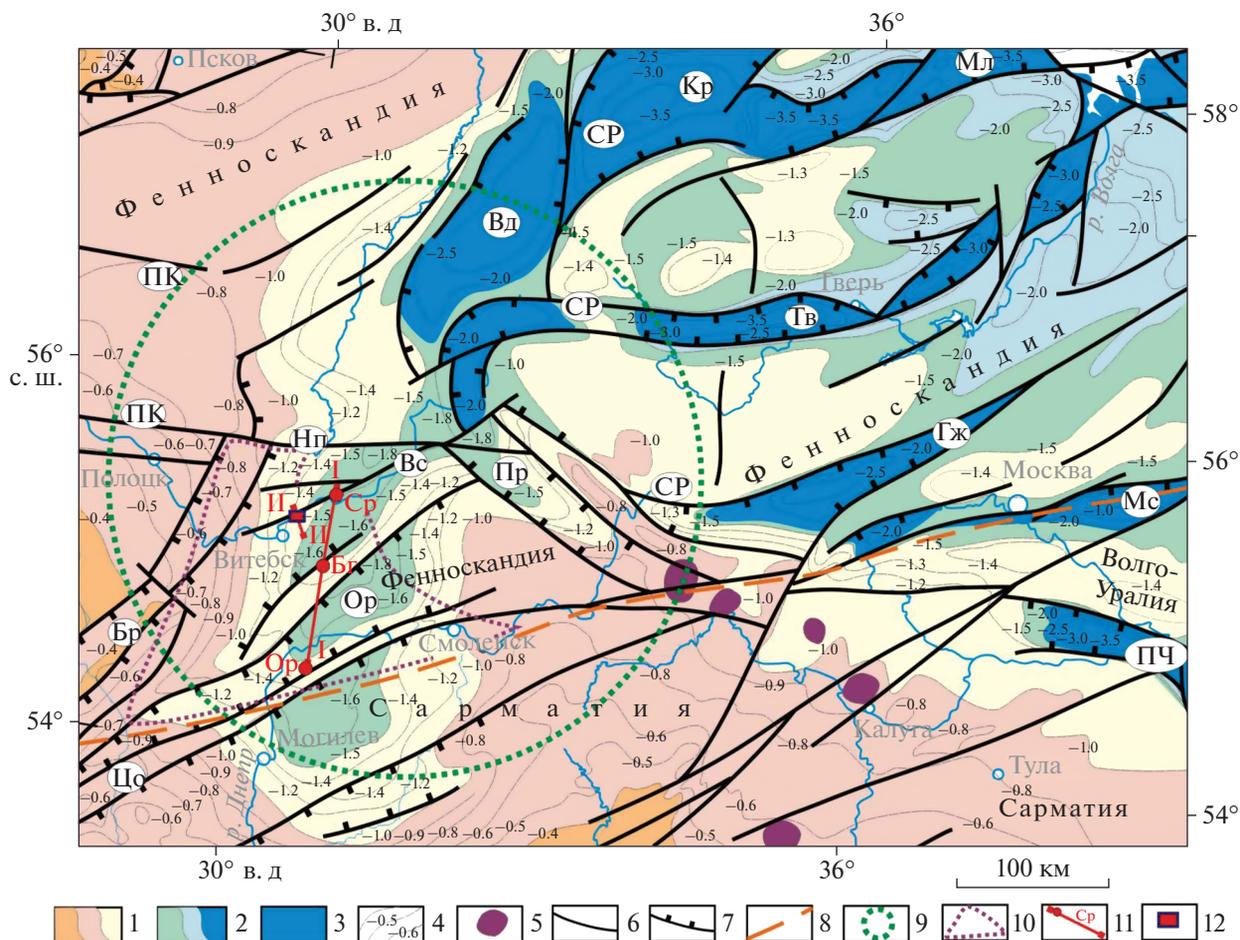
Крупный сегмент Слободского узла занимает Витебский гранулитовый массив, плановая треугольная конфигурация которого была околонтурна по серии сгруппированных положительных магнитных и гравиметрических аномалий (см. рис. 1). Предполагается, что массив представляет собой нижнекоровый фрагмент Осницко-Микашевического вулканоплутонического пояса, ко-

торый сформировался в палеопротерозое вдоль активной окраины Сарматии [Аксаментова, 2002; Гарецкий, Каратаев, 2011; Глубинное ..., 2010; Bogdanova et al., 2015]. Согласно геофизическим данным, Витебский массив расположен в области тройной конвергенции, которую обрамляют системы встречных надвигов и взбросов: с северо-запада — глубинные разломы Центрально-Белорусской шовной зоны (Минский, Борисовский), с северо-востока — Руднянская зона нарушений, а с юга — разрывы, маркирующие Фенноскандинавско-Сарматскую шовную зону (Кохановский, Стоходско-Могилевский и др.) [Аксаментова, 2002; Аксаментова и др., 1994; Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Гарецкий и др., 2009; Глубинное ..., 2010]. Массив пересекают второстепенные разрывы субмеридиональной и северо-восточной ориентировки.

В структуре кровли фундамента Слободского узла отмечается пересечение и сочленение радиально ориентированных систем рифейских авлакогенов и впадин, второстепенных горстов и грабенных, а также разноранговых нарушений (см. рис. 1). С севера к узлу причленяется Валдайская грабен-синклиналь Среднерусского авлакогена, с востока — Пречистенский и Тверской грабены, а также разрывы, наращивающие окончания Гжатского и Московского грабенов. С запада Слободской узел оперяют разрывы Полоцко-Курземского пояса. Значительную часть южного сектора Слободского узла занимает субмеридиональная Оршанская впадина и осложняющие ее горсты и разрывы северо-восточной ориентировки. Отмеченные выше структуры сформировались в рифее за счет активизации палеопротерозойских коллизионных нарушений и сутурных зон в процессе рифтогенеза [Гарецкий, Каратаев, 2009, 2014; Гарецкий и др., 2002; Нагорный, 2009; Чамов, 2016; Bogdanova et al., 1996]. Рифейские разрывы в бортах Центрально-Оршанского горста и Московского грабена унаследуют палеопротерозойские разломы северного ограничения Фенноскандинавско-Сарматской шовной зоны (см. рис. 1).

Новую информацию о глубинном строении области Слободского геодинамического узла несет массив электромагнитных зондирований, выполненный силами ЦГЭМИ ИФЗ РАН и Геологического факультета МГУ в 2018–2020 гг. Первые результаты этих исследований существенно уточнили геоэлектрическую структуру осадочно-чехла и выявили проводящие коровые структуры в пределах Оршанской впадины и к северу от нее [Варенцов и др., 2020].

Палеопротерозойский Витебский гранулитовый массив и контуры выявленной аномалии электропроводности во многом пространственно совпадают с Оршанской рифтогенной впадиной, очерченной изогипсами со значениями  $-1.2$  и  $-1.0$  км



**Рис. 1.** Схема строения кровли фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (по [Нагорный, 2009; Объяснительная ..., 1999] с дополнениями).

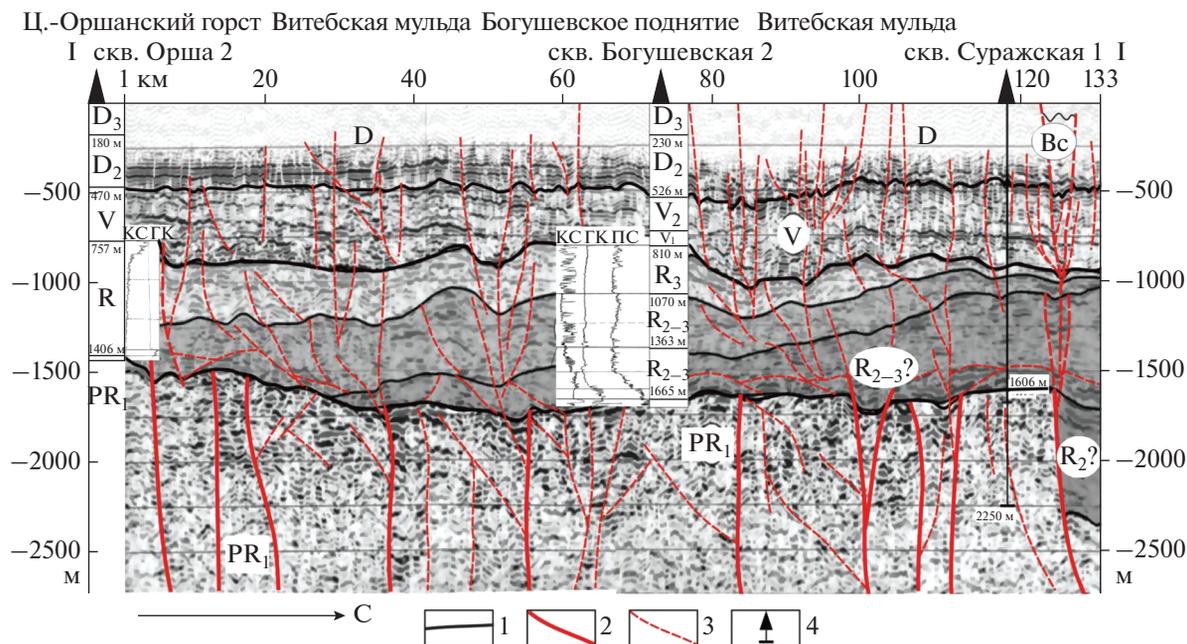
1–3 – морфоструктуры кровли фундамента: 1 – поднятия, 2 – депрессии, 3 – рифейские авлакогены; 4 – изогипсы кровли фундамента; 5 – кольцевые структуры; 6–8 – разломы: 6 – преимущественно сдвиги, 7 – сбросы, 8 – северный контур Фенноскандинаво-Сарматской шовной зоны; 9 – контуры Слободского узла; 10 – контуры Витебского гранулитового массива; 11 – линии разрывов, опорные скважины (Ср – Суражская-1, Бг – Богушевская, Ор – Оршанская); 12 – участок исследований.

Ср – рифтогенные грабены и впадины Среднерусской системы (Ор – Оршанская, Вл – Валдайская, Кр – Крестцовский, Мл – Молоковский, Тв – Тверской, Пр – Пречистенский, Гж – Гжатский, Мс – Московский); ПЧ – Пачелмский авлакоген; Цо – Центрально-Оршанский горст; разрывы: Нп – Новополоцкий, Бр – Брагинский, Вс – Витебско-Суражский; ПК – Полоцко-Курземский пояс разрывов.

(см. рис. 1). Породы фундамента залегают здесь на глубинах 1.8–1.0 км. Впадина выполнена красноцветными и сероцветными песчано-глинистыми формациями протоплатформенного чехла средне-рифейского и верхнерифейско-нижневендского комплексов суммарной мощностью около 1000 м [Геология ..., 2001; Нагорный, 2009].

Исследования, основанные на интерпретации сейсмопрофиля МОГТ Чериков – Усвяты, позволили установить густую сеть платформенных разломов в пределах Оршанской впадины (рис. 2) [Нагорный, 2009; Чамов, 2016]. Поверхность фундамента этой депрессии представляет собой систему тектонических блоков и ступеней, разде-

ленных разломами северо-восточной ориентировки. Центрально-Оршанский горст и Богушевское поднятие разделяют депрессию на ряд второстепенных впадин (см. рис. 1, 2). Амплитуда большей части нарушений не превышает нескольких десятков метров, но на отдельных участках, в частности, в бортах Центрально-Оршанского горста, она достигает 500 м и более [Нагорный, 2009]. В северной части сейсмопрофиля Чериков – Усвяты в районе скважины Суражская-1 дешифрируется сброс с амплитудой смещения поверхности фундамента до 700 м (см. рис. 2) [Чамов, 2016]. Ниже это нарушение рассматривается в качестве Витебско-Суражского разлома (см. рис. 1).



**Рис. 2.** Фрагмент сейсмического профиля Чериков–Усвяты, пересекающего Оршанскую впадину по линии I–I (по [Чамов, 2016] с дополнениями). Вc – Витебско-Суражский разлом. 1 – главные поверхности несогласий; 2 – разломы; 3 – малоамплитудные нарушения; 4 – скважины.

### Тектоника плитного чехла

В пределах Слободского узла отложения чехла с несогласием перекрывают протоплатформенные отложения рифейских грабенов и впадин. Они представлены верхнебайкальским (нижневендско-нижнекембрийским), герцинским (девон–карбон) и киммерийско-альпийским (юра–квартер) комплексами общей мощностью до 800 м. В составе чехла отмечаются сульфатно-карбонатно-терригенные, пестроцветные терригенные и сероцветные карбонатные формации [Геология ..., 2001; Нагорный, 2009].

В области Слободского узла развит мощный покров четвертичных отложений. Сведения о нарушениях плитного чехла основаны преимущественно на результатах дистанционного анализа аэрокосмических и геолого-геофизических данных, а также сейсмического и геодезического мониторинга. В районе Слободского узла выявлены: 1) системы платформенных разрывов, имеющих унаследованные и секущие соотношения с нарушениями фундамента; 2) новейшие разрывы северо-восточной, широтной и субмеридиональной ориентировки; 3) тектонические зоны с высоким сейсмическим потенциалом; 4) пространственно-генетические связи линейных, в том числе ледниковых, форм рельефа с активными разрывами [Гарецкий и др., 2013; Комаровский, Хилькевич, 2018; Курлович, 2014; Разломы ..., 2007; Сейсмоструктура ..., 2009].

Широтный Новополоцкий разлом унаследует рифейские нарушения южной окраины Полоцко-Курземского пояса, сечет палеопротерозойские структуры фундамента и имеет признаки новейшей активности [Гарецкий и др., 2002; Разломы ..., 2007]. Новейшие разрывы северо-восточного простирания развиты вдоль погребенных Центрально-Оршанского горста и Фенноскандинавско-Сарматского тектонического шва (см. рис. 1). Среди них отмечаются Оршанский, Коханский, Смоленский, Бельнический и Могилевский разрывы, конформные структурам фундамента [Гарецкий и др., 2013; Разломы ..., 2007; Сейсмоструктура ..., 2009]. Здесь также выделена Оршанская потенциально-сейсмогенная зона шириной до 10 км, тяготеющая к разлому северо-западного борта Центрально-Оршанского горста [Сейсмоструктура ..., 2009]. Оршанский разлом проявляется в аномалиях геофизических полей и в структуре платформенного чехла, включая отложения кайнозоя. Разлом контролирует широтный отрезок р. Днепр и границу максимального распространения поозерского (валдайского) оледенения, сопровождается проявлениями палеогенового и неогенового карста [Сейсмоструктура ..., 2009].

Пружанско-Бешенковичская (Выжевско-Минская) зона является самым протяженным (более 600 км) новейшим нарушением на территории Белоруссии, прослеживается в северо-восточном направлении от г. Бреста до г. Витебска. В области Слободской структуры зона унаследует древний Борисовский разлом, выраженный в инфраструк-

туре фундамента и его кровли (см. рис. 1). Ширина зоны изменяется от 2–3 до 25–30 км. В строении зоны участвуют от 2 до 7 субпараллельных разрывов, проявленных в рельефе кровли дочетвертичных пород, в структуре ледниковых отложений и морфологии гидросети [Сейсмо тектоника ..., 2009].

Упомянутый выше Витебско-Суражский разлом представляет собой одно из ответвлений Пружанско-Бешенковичской зоны в области ее виргации и торцевого прерывания в эпицентре Слободского узла (см. рис. 1). Вертикальная амплитуда смещений этого разрыва вверх по восстанию сокращается от 700 м (сбросовое смещение кровли фундамента) до 50–70 м (в слоях девона). В отложениях чехла разлом разветвляется и имеет облик отрицательной структуры цветка с разрывно-складчатым внутренним строением (см. рис. 2). Витебско-Суражский разрыв достигает поверхности и находит отражение в аномальном строении четвертичного покрова (см. ниже). В современном рельефе он обозначен линейно вытянутым в северо-восточном направлении отрезком р. Западной Двины на участке между г. Витебском и п. Сураж (см. рис. 1). Витебско-Суражский разлом также выражен смещением уровней террас в бортах долины р. Западной Двины [Kalicki, 2006]. На гидрогеологических картах в области динамического влияния рассматриваемого разлома отмечается аномалия водопроницаемости (500–1000 м<sup>3</sup>/сут), связанная с карстом и высокой трещиноватостью карбонатных пород девона.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

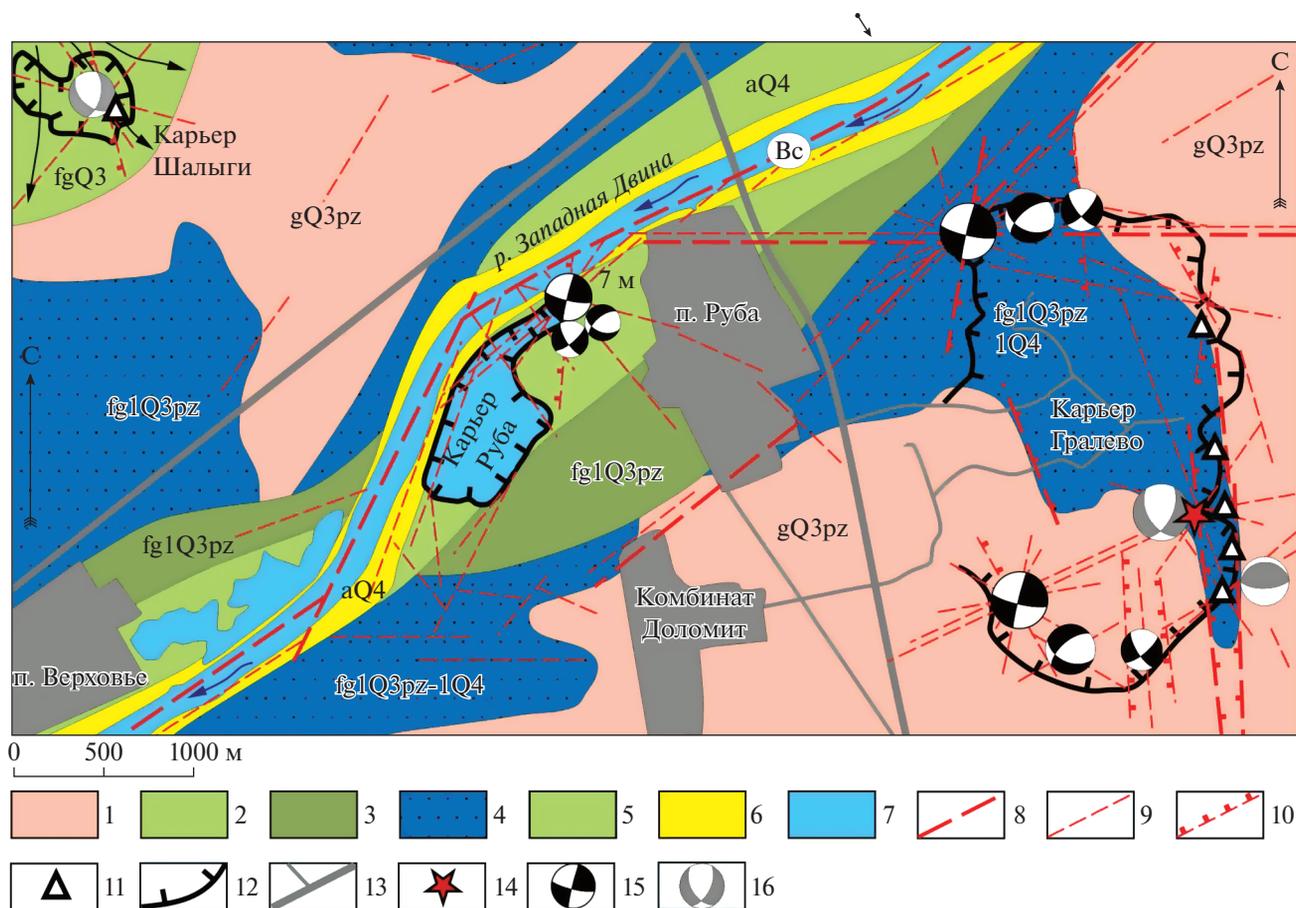
Геолого-структурные исследования проведены нами в 2019 г. в районе п. Руба, расположенного в 15 км к северо-востоку от г. Витебска (см. рис. 1). Это единственный участок центральной части Слободского узла, где имеется возможность изучения отложений палеозоя и квартера в открытых горных выработках и естественных обнажениях. Участок охватывает область динамического влияния Витебско-Суражского разлома, приуроченного к руслу р. Западной Двины.

Геологические наблюдения сопровождалось тектонофизическими исследованиями в различных комплексах пород. Делались массовые замеры трещин, зеркал и штрихов скольжения, ориентировок приразрывных изгибов слоев, оперяющих сколов и трещин отрыва. На первом этапе обработки структурных данных строились упрощенные схемы ориентировки нарушений и их кинематики. Сопоставление этих схем с тектонофизическими моделями [Сим, Маринин, 2015] позволило выявить в различных комплексах пород группы динамически согласованных структур – структурно-кинематические парагенезы. При окончательной статистической обработке мате-

риалов использовалась программа FaultKin6 [Marrett, Allmendinger, 1990]. С ее помощью для каждого структурного парагенеза были построены стереограммы, выявлены ориентировки главных осей палеонапряжений, реконструированы режимы деформаций (по методике [Копп, 2004; Сим, Маринин, 2015]).

Для определения времени формирования новейших структур были использованы признаки проявления палеоземлетрясений, представленные в виде специфических софт-деформаций (от англ. слова soft – мягкий (осадок)) горизонтов сейсмиков, приуроченных к определенным уровням стратиграфического разреза. Различным аспектам отражения палеоземлетрясений в осадочных толщах посвящены многочисленные публикации [Бискэ и др., 2009; Гаврилов, 2017; Полещук и др., 2020; Obermeier, 1996; Seilacher, 1984]. Известно, что деформации палеосейсмиков проявляются в обводненных осадках, залегающих непосредственно ниже дна бассейна в слабо литифицированном состоянии и подвергшихся воздействию сейсмических ударов с интенсивностью более 5 баллов [Бискэ, 2009; Obermeier, 1996]. Схема морфологических типов и возможных пространственных соотношений структур сейсмиков представлена в работе [Kolodyazhny et al., 2020]. В уплотненных слоях, подстилающих сейсмиков, преобладают структуры хрупкого разрушения: сколы и трещины отрыва, кластические дайки, погребенные сбросы и миниграбены [Гаврилов, 2017; Колодяжный и др., 2020]. В отличие от сложно организованных структур сейсмогенного горизонта, данные нарушения имеют закономерную ориентировку и могут быть использованы для реконструкции палеонапряжений, синхронных сейсмическому событию. Этим структурам в работе уделялось особое внимание.

Для изотопного датирования горизонтов палеосейсмиков, выявленных нами в разрезе четвертичных отложений, были отобраны пробы на радиоуглеродный анализ. Первичная обработка проб с целью выделения органики была проведена в радиоуглеродной лаборатории Геологического института (ГИН) РАН по стандартной почвенной методике [Певзнер, 2015]. Из одной пробы было выделено 15 г углерода, что позволило определить возраст органических остатков в лаборатории ГИН РАН (индекс GIN-15984). Вторая проба, содержащая малые количества углерода, была проанализирована на высокочувствительном масс-спектрометре в AMS-лаборатории университета г. Оттавы, Канада (индекс UOK-13032). Приведение радиоуглеродных дат к календарному возрасту выполнено по программе калибровки Оксфордского университета OxCal v4.3.2 [Bronk Ramsey, 2009].



**Рис. 3.** Геолого-структурная схема участка в районе п. Руба (по [Вашков и др., 2016] с дополнениями). Вс – Витебско-Суражский разлом.

1–3 – верхнеплейстоценовые поозерские отложения: 1 – основной морены, 2 – флювиогляциальные конусов выноса, 3 – флювиогляциальные долинных задров; 4 – верхнеплейстоценовые–голоценовые озерно-ледниковые и озерные отложения; 5, 6 – голоценовые отложения: 5 – аллювий надпойменных террас, 6 – аллювий речных пойм; 7 – водоемы; 8 – разрывы; 9 – преобладающие системы трещин; 10 – малоамплитудные сбросы; 11 – дислокации в отложениях квартера; 12 – контуры карьеров; 13 – дороги; 14 – пункт составления разреза на рис. 5; 15, 16 – министереограммы ориентировки палеонапряжений в отложениях: 15 – верхнего девона, 16 – квартера (темное – сегмент растяжения, белое – сегмент сжатия).

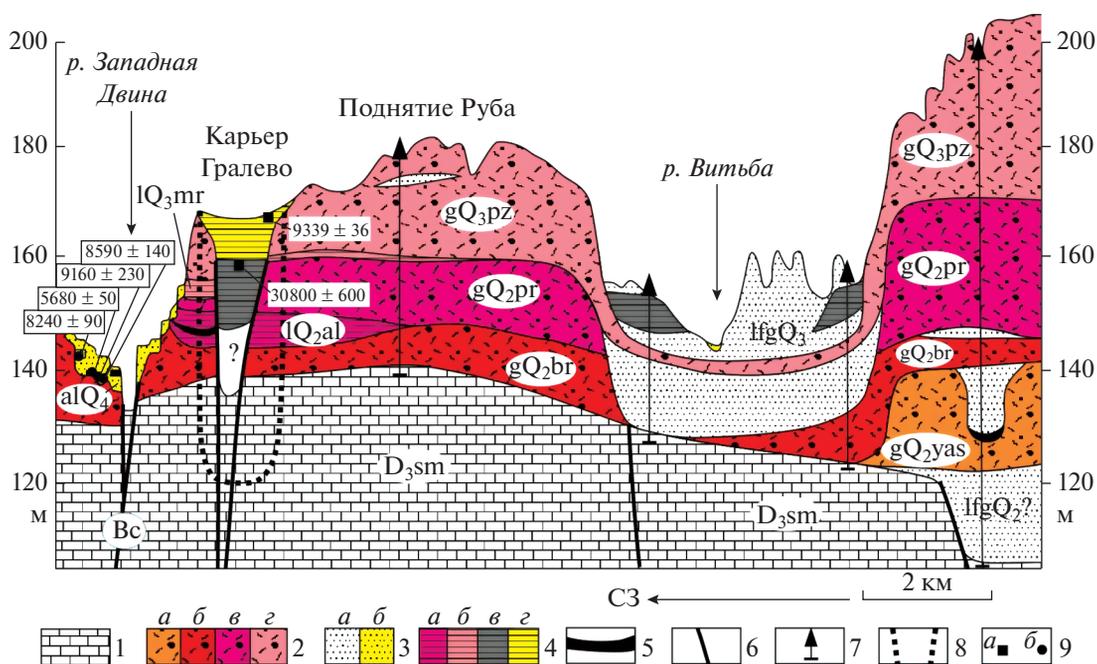
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА РУБА–ГРАЛЕВО

Участок исследований располагается в 60–70 км к запад–юго-западу от центра Слободского узла на востоке Белорусского Поозерья (см. рис. 1). В геоморфологическом отношении район относится к западной части Суражской озерно-ледниковой равнины. В районе п. Руба располагаются крупные карьеры Гралево и Руба, вскрывающие отложения верхнего девона и несколько горизонтов четвертичного покрова (рис. 3). Небольшие выходы девонских пород в виде порогов отмечаются в русле р. Зап. Двины, а разрезы квартера – в песчаных карьерах ее левобережья и у п. Шалыги. Участок занимает наиболее возвышенную часть Рубского тектоно-эрозийного поднятия дочетвертичной поверхности, которое ограничено разрывами и связанными с ними водноледниковыми ложбинами [Вашков и др., 2016]. Относи-

тельная высота поднятия 20–40 м, абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород достигают 140 м (рис. 4).

Отложения верхнего девона представлены франским ярусом семилукского горизонта ( $D_3^{sm}$ ) – серыми, желтовато-серыми доломитизированными известняками с брахиоподами и кораллами. Отмечаются прослои мергелей и глинистых доломитов, осложненные тектоническими срывами и проявлениями хрупко-пластических деформаций. Породы нарушены частыми трещинами и малоамплитудными (до 1 м) разрывами с зеркалами скольжения. Вдоль разрывов отмечается глыбовое дробление и брекчирование пород, проявляются карст, вторичная минерализация, характерна высокая обводненность.

Мощность четвертичного покрова достигает 40 м, резко снижается в бортах долины р. Зап. Двины; в районе порогов у п. Руба отложения кварте-



**Рис. 4.** Геологический разрез поднятия Руба по линии II-II (по [Санько и др., 2012; Kalicki, 2006] с дополнениями). Вс – Витебско-Суражский разлом. 1 – карбонатные отложения семилукского горизонта верхнего девона ( $D_3sm$ ); 2 – горизонты ледниковых отложений (*a* – ясельдинского ( $gQ_{2yas}$ ), *b* – березинского ( $gQ_{2br}$ ), *в* – припятского ( $gQ_{2pr}$ ), *г* – поозерского ( $gQ_{3pz}$ )); 3 – песчаные отложения (*a* – различного возраста, *b* – голоценовые); 4 – озерные и болотные отложения (*a* – александрийского межледниковья ( $IQ_{2al}$ ), *b* – муравинского межледниковья ( $IQ_{3mr}$ ), *в* – шапуровского интерстадиала, *г* – последниково-поозерские и голоценовые); 5 – органогенные отложения; 6 – разрывы; 7 – скважины; 8 – контуры карьера Гралево; 9 – точки отбора геохронологических проб на радиоуглеродное датирование (*a* – авторские  $^{14}C$  даты, *b* –  $^{14}C$  даты по [Kalicki, 2006]).

ра отсутствуют. В строении четвертичного разреза установлено три ледниковых (березинский ( $gQ_{2br}$ ), припятский ( $gQ_{2pr}$ ) и поозерский ( $gQ_{3pz}$ )), два межледниковых (александрийский ( $IQ_{2al}$ ) и муравинский ( $IQ_{3mr}$ )) горизонта и судобльский горизонт голоцена (см. рис. 4) [Вашков и др., 2016; Санько, 1987]. Межледниковые осадки залегают в виде линз мощностью до 7–10 м, представлены торфом, гиттией и озерными супесями. Они изучены биостратиграфическими методами на опорных разрезах “Гралево”, “Руба” и “Верховье” [Еловичева, Дрозд, 2020]. Ледниковые отложения представлены красновато-бурыми валунными суглинками и супесями, характеризуются массивными, плитчатыми и черепичными текстурами, проявлениями гляциодислокаций. Наиболее молодые ледниковые поозерские (валдайские) отложения залегают на поверхности и представлены преимущественно основными моренами. Вдоль бортов долины р. Зап. Двины эти образования перекрыты озерно-ледниковыми отложениями, накопление которых происходило в узком заливе Суражского позднего и последникового озера перед фронтом отступавшего Поозерского ледника [Вашков и др., 2016; Кухарчик, 2011; Санько, 1987]. Этот палеозалив и современное русло р. Зап. Двины контролирует Витебско-Суражский разлом, который вы-

ражен, в частности, вертикальным смещением (3–4 м) уровней террас в бортах долины [Kalicki, 2006] и высокой дезинтеграцией слоев девона (см. рис. 3, 4).

Лимногляциальные осадки выполняют также глубоко врезанные древние ложбины, в которых моренные отложения резко сокращаются по мощности либо полностью исчезают. Крупная ложбина такого типа располагается в долине р. Витьба [Санько и др., 2012], мало протяженная и узкая – вскрыта в карьере Гралево (см. рис. 4). Необычное строение разрезов заполняющих осадков, пространственная позиция и морфология рассматриваемых ложбин свидетельствуют об их генетической связи с разломами [Комаровский, Хилькевич, 2018]. В качестве примера рассмотрим строение ложбины, представленной в карьере Гралево. В этих образованиях были обнаружены сейсмогенные структуры и последниково-деформации.

*Палеоложбина карьера Гралево и горизонты сейсмитаов*

Доломитовый карьер Гралево имеет размеры  $3 \times 1.5$  км при глубине свыше 60 м. Породы семилукского горизонта верхнего девона вскрыты в

карьере на абсолютных отметках 135–137 м, мощность четвертичной толщи составляет 25–38 м [Вашков, 2014]. Строение разреза четвертичных отложений здесь сложное и сильно меняется по латерали. Помимо трех ледниковых и двух межледниковых горизонтов, широко развитых в области поднятия Руба, здесь установлены озерные отложения, заполняющие узкую ложбину (см. рис. 4). Ложбина прорезает почти весь покров ледниковых наносов и оперяет более крупную озерно-ледниковую депрессию долины р. Зап. Двины. Представительный разрез этих образований представлен в восточной стенке карьера Гралево (см. рис. 3).

Снизу вверх наблюдается следующий разрез (рис. 5а, 6а).

1. Техногенные осыпи и отвалы мощностью более 10 м скрывают контакт четвертичных отложений с доломитами верхнего девона.

2. Темно-серые, зеленовато-серые, плотные алевролит-глинистые озерные отложения с линзами и угловатыми включениями углистых органических остатков. Породы нарушены частыми сколами и открытыми трещинами, которые в верхней части горизонта образуют клиновидные полости глубиной до 1 м, заполненные песчано-дресвяным и алевролитовым материалом (кластические дайки) (см. рис. 6б). В вышележащие слои трещины не проникают. Мощность слоя 11.5 м. Вблизи кровли горизонта (абс. отм. 159 м) отобрачена проба углистых включений, для которой получен радиоуглеродный возраст  $30800 \pm 600$  лет (GIN-15984), что в календарном летоисчислении составляет около 35 тыс. лет (calBP).

3. Выше с размывом и структурным несогласием залегает слой полимиктовых песчано-гравийных отложений мощностью до 0.5 м. Эти образования проникают в нижележащие осадки по трещинам (кластическим дайкам).

4. Горизонт ритмичного переслаивания коричневатых ленточных глин и тонкослоистых палевоглинисто-алевролитовых пород с менее выраженным ленточным строением. Мощность крупных ритмов варьирует от 5 до 15 см, уменьшаясь вверх по разрезу (см. рис. 6в, г). Толщина ленточных ритмов в среднем 2–3 мм. Мощность горизонта 7 м. В средней части разреза и выше в строении слоя установлено три горизонта палеосейсмиков (мощность 0.2–0.4 м) с характерными софт-деформациями, интенсивность которых увеличивается вверх по разрезу. В нижнем горизонте это полого-волнистые, линзовидные и будинообразные структуры (см. рис. 6в). Выше появляются слои с конволютной слоистостью, структурами пластического течения, дисгармоничными складками и протрузиями, дуплексами и мининадвигами (см. рис. 6д, е). В верхнем горизонте амплитуды этих структур достигают 20 см

(см. рис. 6е). Сейсмогенные структуры относительно плавно затухают в основании горизонтов и резко с размывом срезаются вышележащими слоями.

5. Выше с плавным переходом залегают зеленовато-серые и коричнево-серые ленточные глины с прослоями алевролитов. Весь слой охвачен сейсмодетформациями и представляет собой относительно мощный (1.3 м) сейсмогенный горизонт, в котором амплитуды локальных перемещений достигают 0.5 м. Для горизонта характерно чередование объемов хаотично перемешанных и гомогенизированных пород (гомогениты) с фрагментами конволютно-слоистых осадков. Распространены диапиры, инъекционные и пламеобразные структуры (рис. 7а–в). Инъекции глин проникают в нижележащие отложения, в которых также отмечаются сбросы и связанные с ними грабенообразные структуры проседания (см. рис. 7г). Породы осложнены поздними нарушениями – различного типа трещинами и сбросами (см. рис. 7в). Из слоя ленточных глин выделена тонкодисперсная органика, радиоуглеродный возраст которой составил  $9339 \pm 36$  лет (UOK-13032), что соответствует календарному возрасту (calBP) около 10.5 тыс. лет.

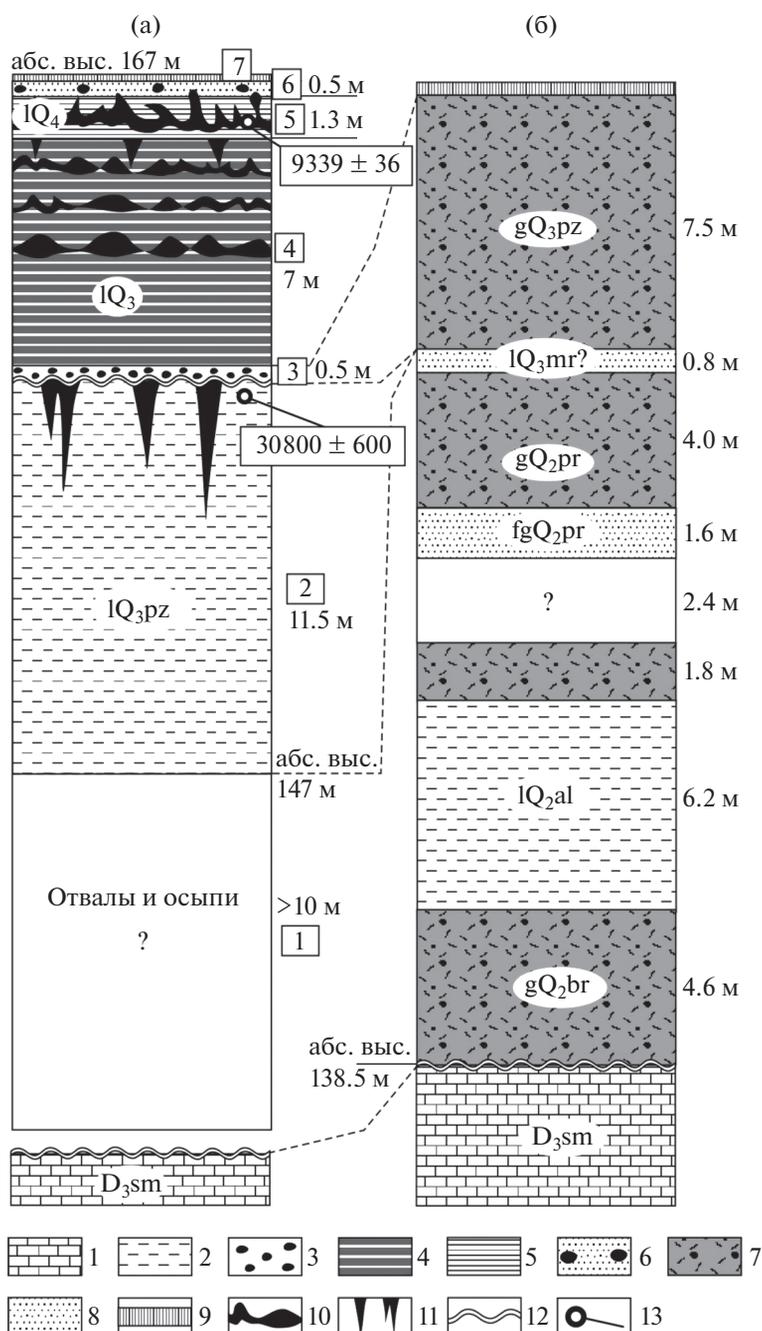
6. Микститоподобный горизонт хаотичного строения, состоящий из песков, алевролитов, линз гравелитов и дресвы, редких обломков осадочных и единичных плавающих галек кристаллических пород. Слоистость отсутствует в основной массе слоя, но сохраняется в перемещенных фрагментах песчаных слоев. Породы напоминают отложения селевых потоков. Мощность слоя 0.5–0.8 м. Протрузии и инъекции нижележащих глин проникают в микститоподобный слой (см. рис. 7а).

7. Современные почва и торфяники (0.1–0.3 м).

Соотношения озерных отложений рассматриваемой ложбины с ледниковыми горизонтами не установлены (скрыты оползнями), но очевидно, что переходы между ними должны быть резкие. В 1000 м севернее изученного разреза отложения ложбины сменяются регионально типичным разрезом трех ледниковых (поозерский, припятский, березинский) и двух межледниковых (муравинский, александровский) горизонтов (см. рис. 5б) [Вашков, 2014]. Эти особенности, а также проявление субмеридиональных сбросов и миниграбенов в строении ложбины (см. рис. 7в, г) позволяют полагать, что она ограничена сбросами и относится к типу ложбин грабенообразных структур (по классификации [Комаровский, Хилькевич, 2018]).

#### *Результаты тектонофизических исследований*

Замеры ориентировки структурных элементов в основном проводились в карьере Гралево, менее представительные данные получены в карьерах Руба (затоплен) и Шалыги (см. рис. 3). Изучались отложения верхнего девона, моренные гори-



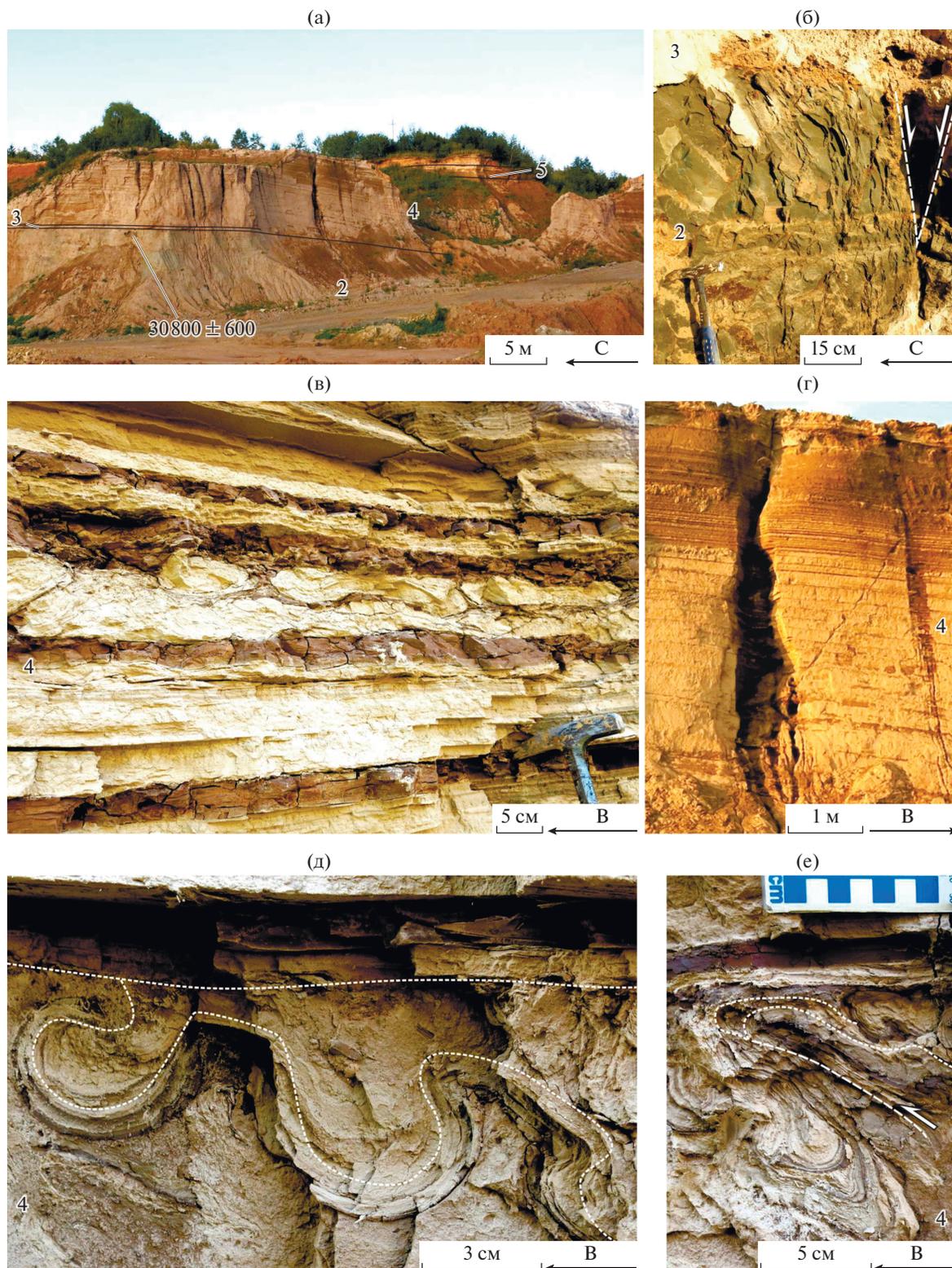
**Рис. 5.** Строение разрезов четвертичных отложений в карьере Гралево в центральной части грабенообразной ложбины (а) и в восточном борту ложбины (б).

1–9 – отложения: 1 – карбонатные верхнего девона, 2 – озерные алеврит-глинистые, 3 – песчано-гравийные, 4 – озерные ленточно-слоистые алеврит-глинистые, 5 – озерные ленточные глины, 6 – микститоподобные терригенные, 7 – моренные, 8 – озерно-ледниковые песчаные, 9 – торфяники и почвы; 10 – горизонты сейсмиков; 11 – кластические дайки; 12 – несогласия; 13 – точки отбора проб и радиоуглеродные датировки.

зонты плейстоцена, поздне- и последниковые озерные отложения. В процессе исследований выявлено четыре группы динамически обособленных структурных парагенезов (рис. 8).

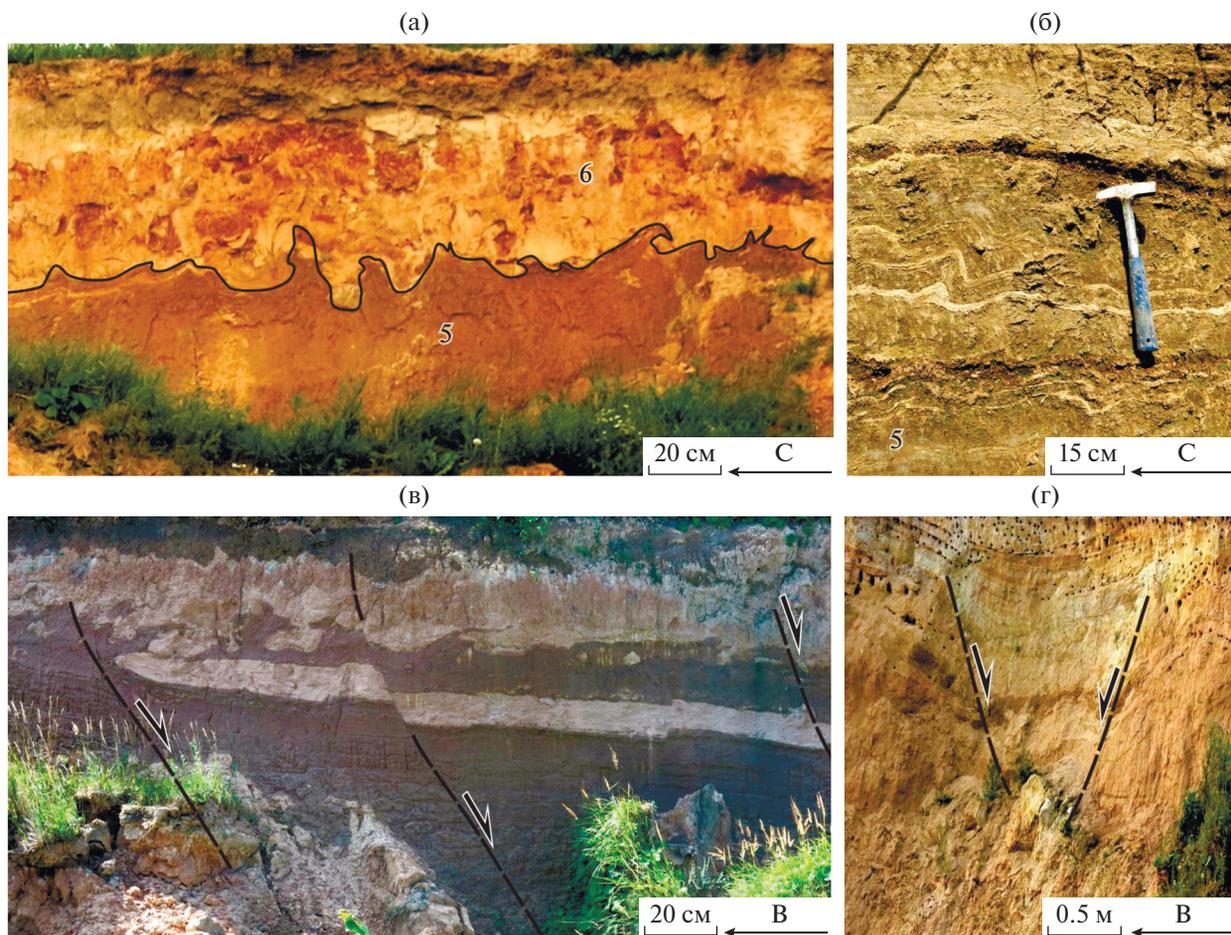
Структуры первой группы статистически преобладают и присутствуют только в карбонатных отложениях верхнего девона. В парагенез струк-

тур входят сопряженные пары трещин лево- и правосдвиговой кинематики, сбросы северо-западной ориентировки, северо-восточные взбросы и надвиги (см. рис. 8а). Реконструируется субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения, что характерно для сдвигового режима деформаций. Ось сжатия ориентирована в севе-



**Рис. 6.** Структуры и текстуры горизонтов сейсмита в озерных отложениях плейстоцена, выполняющих палеоложбину Гралево.

а – общий вид стенки карьера Гралево в месте составления разреза (показаны номера слоев и места отбора проб, см. рис. 5); б – контакт алевролит-глинистого (2) и песчано-гравийного (3) горизонтов, осложненный кластической дайкой клиновидной формы; в – волнистая слоистость и будинообразные структуры сейсмита в горизонте (4) ритмичного переслаивания алевролит-глинистых пород; г – ритмичная и ленточная слоистость алевролит-глинистого горизонта (4); д – конволютная слоистость в сеймитах горизонта (4); е – дисгармоничные складки и мининадвиг в сеймитах горизонта (4).



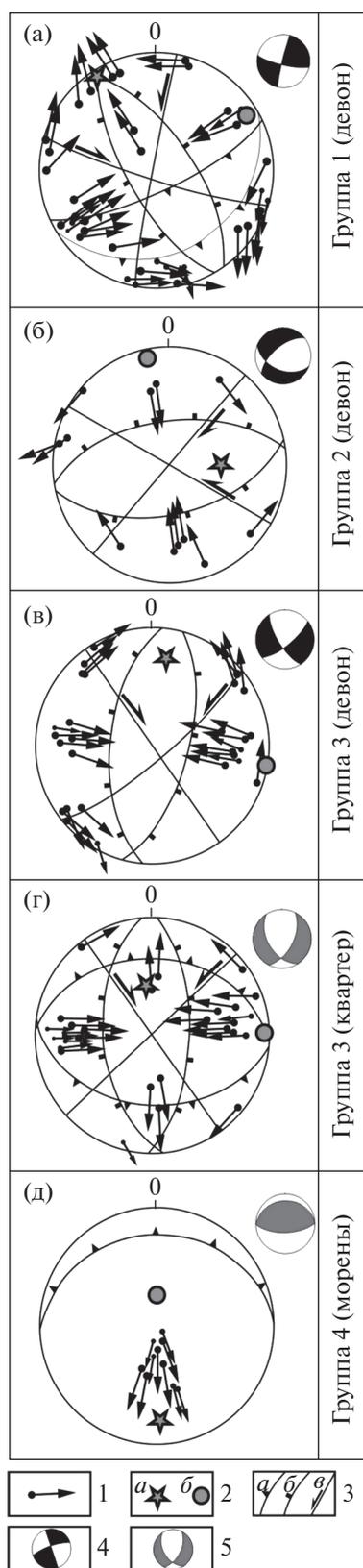
**Рис. 7.** Структуры раннеголоценового горизонта сейсмиков. а – пламеобразные и инъекционные структуры в кровле сейсмогенного горизонта (5); б – конволютная слоистость горизонта сейсмиков (5); в – пламеобразные структуры и протрузии горизонта сейсмиков (5), осложненные поздними разрывами; г – структура грабенообразного проседания в основании сейсмического горизонта (5).

ро-западном направлении, растяжения – в северо-восточном. Витебско-Суражский разлом в таком поле напряжений находился в условиях транспрессии с компонентой левого сдвига. В отложениях квартера структуры парагенеза не проникают и могут рассматриваться в связи с позднегерцинским либо киммерийско-альпийским этапами тектогенеза.

Структуры второй группы мало распространены и встречаются также только в отложениях верхнего девона. Они представлены преимущественно структурами растяжения – сбросами, трещинами отрыва и небольшими грабенами субширотного (ВСВ) простирания (см. рис. 8б). Второстепенное значение имеют сопряженные сдвиги северо-восточного (правые) и северо-западного (левые) простирания. Реконструируется сдвиго-сбросовый режим деформаций. Ориентировка оси растяжения – горизонтальная субмеридиональная (ССЗ), что позволяет предполагать трансензионный режим развития Витебско-Суражской

зоны с небольшой компонентой правого сдвига. В отложениях квартера нарушения второй группы не проникают. Герцинский возраст нарушений можно предполагать на основании их динамической корреляции с рифтогенными структурами Припятской впадины.

Структуры третьей группы имеют сквозной характер развития и присутствуют во всех комплексах отложений. Структуры растяжения (сбросы, мезограбены, трещины отрыва) образуют субмеридиональную систему, правые и левые сдвиги ориентированы, соответственно, в северо-западном и северо-восточном направлении. Пространственная позиция этих структур в отложениях верхнего девона и квартера, включая позднеплейстоценовые и голоценовые озерные осадки, почти идентичная (см. рис. 8в, г). Однако в четвертичных слоях преобладают сбросы и реконструируется сдвиго-сбросовый режим деформаций (см. рис. 8г), в слоях девона более распространены сдвиги, что соответствует сбросо-сдвиговому ре-



жиму (см. рис. 8в). Эти различия, вероятно, объясняются условиями разгрузки напряжений в приповерхностных слоях, способствующими развитию структур горизонтального растяжения. В целом парагенез характеризуется горизонтальной субширотной ориентировкой оси растяжения, ось сжатия имеет различный наклон, ее проекция на горизонтальную плоскость ориентирована субмеридионально. Витебско-Суражская зона в этих условиях находилась в режиме левосдвиговой трансензии. В рассматриваемый парагенез входят структуры, развитые в основании и в пределах сейсмогенного горизонта, для которого получена радиоуглеродная дата  $9339 \pm 36$  лет (UOK-13032) (слой 5, см. рис. 5). Соответствующий возраст принимается для нарушений третьей группы, динамически связанных с голоценовым сейсмическим событием. Сейсмические события, установленные в более древних озерных отложениях (слой 4, см. рис. 5), в структурно-кинематическом отношении не обособлены. Это может быть связано с динамическим сходством этих деформаций с голоценовыми либо с их слабым или упругим проявлением.

Структуры четвертой группы установлены в моренных отложениях и представлены гляциодислокациями – надвигами, черепичными и чешуйчато-надвиговыми структурами южной вергентности (см. рис. 8д). Надвиговый режим деформаций проявился в условиях перемещения ледника в южном направлении. Возраст парагенеза соответствует времени активности поозерского ледника 25–14 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011].

## ОБСУЖДЕНИЕ

В районе Слободского тектоно-динамического узла пересекаются радиальные системы крупнейших палеопротерозойских и рифейских нарушений ВЕП, что проявляется в своеобразии геофизических аномалий, высокой и длительной тектонической подвижности этого района, в том числе новейшей [Варенцов и др., 2020; Гарецкий, Каратаев, 2009, 2011, 2014; Леонов, Гарецкий, 2017; Нагорный, 2009; Разломы ..., 2007]. Сведения о платформенных этапах развития этой структуры ограничены.

**Рис. 8.** Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла в отложениях верхнего девона (а–в) и квартера (г, д).

1 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – оси палеонапряжений (*a* – сжатия, *b* – растяжения), 3 – усредненные позиции плоскостей нарушений (*a* – взбросов и надвигов, *b* – сбросов, *c* – сдвигов), 4, 5 – министереограммы ориентировки палеонапряжений в отложениях: 4 – верхнего девона, 5 – квартера (темное – сегмент растяжения, белое – сегмент сжатия).

В настоящей статье рассмотрены особенности строения и признаки полистадийной активности Витебско-Суражского разлома, уникального тем, что он расположен в пределах Слободского узла и доступен изучению в коренных обнажениях палеозоя, слоях плейстоцена и голоцена. Этот разлом образует северное ответвление Пружанско-Бешенковичской зоны в области ее виргации и диссипации в структуре Слободского узла (см. рис. 1). Разрыв, вероятно, начал развиваться в палеопротерозое, в рифее проявился как сброс с амплитудой смещения кровли фундамента до 700 м. На платформенном этапе в зоне нарушения сформировалась характерная для сдвиговых зон структура цветка (по [Леонов и др., 2018]) отрицательной морфологии с признаками более поздних инверсионных деформаций (см. рис. 2).

Тектонофизические исследования в области динамического влияния Витебско-Суражского разрыва показали, что с позднего девона до начала квартера он испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой транспрессии (см. рис. 8а) и правосдвиговой транстенсии (см. рис. 8б). Транстенсионные деформации развивались при субмеридиональном растяжении в связи с герцинским этапом формирования рифтогенных структур Припятского прогиба, расположенного южнее [Геология ..., 2001]. Левосдвиговая транспрессия, вероятно, проявилась несколько позже (позднегерцинское или киммерийско-альпийское время) и обусловила развитие инверсионных разрывно-складчатых структур.

Признаки тектонической активности Витебско-Суражского разлома в раннем и среднем плейстоцене уничтожены экзарационной деятельностью ледников. В позднем плейстоцене с развитием разрыва было связано формирование грабенообразных ложбин, одна из которых была изучена в карьере Гралево. На основании полученной радиоуглеродной даты GIN-15984, можно полагать, что заполнение грабенообразной Гралевской ложбины началось не позднее  $30800 \pm 600$   $^{14}\text{C}$  л. н. (35 тыс. л. н. calBP). Наша оценка возраста начала накопления алеврит-глинистого горизонта (слой 2, см. рис. 5а), опирающаяся на  $^{14}\text{C}$  дату  $30800 \pm 600$ , близко согласуется с ранее опубликованными радиоуглеродными датами органических отложений шапуровского интерстадиала среднепоозерского времени ( $36400 \pm 800$  (ЛУ-92В),  $29150 \pm 150$  (ЛУ-78А) л. н.), когда Поозерский ледник еще не достиг территории Белоруссии [Геология ..., 2001; Еловичева, Санько, 1999]. Выпадение из разреза ложбины моренных отложений Поозерского ледника, который перекрыл север Белоруссии 25–24 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011], вероятно, связано с тем, что ледниковая аккумуляция в ней была заблокирована глыбой мертвого льда. Структуры моренных отложений указывают

на перемещения Поозерского ледника в южных румбах (см. рис. 8д).

Осадконакопление во впадине Гралево продолжилось после того, как Поозерский ледник отступил за пределы Белоруссии примерно 14 тыс. л. н. [Кухарчик, 2011]. Опустевшая после таяния мертвого льда ложбина заполнялась ленточно-слоистым алеврит-глинистым лимнием (слой 4, см. рис. 5а). Исходя из мощности этого горизонта (7 м) и средней толщины ленточных ритмов (2–3 мм), можно полагать, что он накапливался на протяжении 3.5–2.3 тыс. лет в грабенообразном заливе Суражского поздне- и последникового бассейна, существовавшего в конце плейстоцена [Вашков и др., 2016; Геология ..., 2001]. Осадконакопление в конце этого периода сопровождалось тремя сейсмическими событиями с нарастающей интенсивностью, что привело к формированию трех сейсмогенных горизонтов с характерными софтбодеформациями (слой 4, см. рис. 5а, б). Тектонофизические условия развития этих структур, вероятно, были сходными с более поздними голоценовыми деформациями.

Судя по резко выраженным структурам палеосейсмиков, землетрясение максимальной интенсивности (более 5 баллов) имело место в раннем голоцене ( $9339 \pm 36$   $^{14}\text{C}$  л. н.; 10.5 тыс. л. н. calBP) на этапе накопления ленточных глин в ложбине Гралево (слой 6, см. рис. 5а, 7). Хрупкие деформации, связанные с этим событием, охватили весь видимый разрез отложений квартера и верхнего девона. Сейсмический удар, вероятно, привел к разрушению озерной гидросистемы и стремительному спуску вод, в частности, ложбины Гралево. Синхронно с землетрясением образовались оползни и сели, в результате которых произошло быстрое накопление микститоподобного слоя 6 (см. рис. 5а). Это катастрофическое событие произошло в пребореальный климатический этап. Отложения голоценовых надпойменных террас р. Зап. Двины датированы в широком интервале времени (9.16–5.68 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [Kalicki, 2006]), который почти перекрывается с возрастом сейсмогенной катастрофы (см. рис. 4). Эти даты характеризуют формирование и развитие новой гидросистемы – долины р. Зап. Двины, – имевшее место после спуска озерных вод около 9.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. Время проявления более поздних нарушений, секущих раннеголоценовый сейсмогенный горизонт, не установлено (см. рис. 7в). Динамические условия их развития близки к раннеголоценовым.

В целом, сейсмические события новейшего этапа, установленные в карьере Гралево в интервале времени поздний плейстоцен–голоцен, проявились в условиях сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной позиции оси

сжатия (см. рис. 8в, г). Витебско-Суражская зона при этом находилась в режиме левосдвиговой трансформации. Полученные данные не противостоят моделям современного напряженного состояния земной коры запада ВЕП, разработанным на основе анализа механизмов очагов землетрясений, поляризации сейсмических волн, современных перемещений, а также с использованием структурно-геоморфологического дистанционного метода [Сейсмогеология ..., 2009; Сим, 1996]. Эти модели указывают на доминирование субмеридионального горизонтального сжатия, источником которого на западе ВЕП, вероятно, является Карпатский ороген. Для территории Белоруссии также установлено, что механизм формирования новейших нарушений обусловлен преимущественно сдвиговыми тектоническими напряжениями [Sim et al., 1995]. В условиях регионального субмеридионального сжатия и широтного растяжения для разломов северо-восточного простирания предполагается левосдвиговая, а для северо-западных — правосдвиговая кинематика. Меридиональные нарушения при этом должны иметь раздвиговую составляющую, чем объясняется локализация в зонах таких нарушений глубоких тектоно-эрозионных ложбин [Комаровский, Хилькевич, 2018; Сейсмогеология ..., 2009; Sim et al., 1995].

В рассмотренном нами случае примером раздвиговой структуры является грабенообразная ложбина Гралево, а Витебско-Суражский разлом относится к левым сдвигам региональной системы Белоруссии. Установленные здесь сейсмогенные деформации связаны со сдвиговыми и сбросо-сдвиговыми напряжениями. Эти тектонофизические параметры не характерны для гляциодинамических нарушений и криогенных структур, которые морфологически похожи на сейсмодформации [Санько и др., 2012]. В карьере Гралево гляциодислокации структурно обособлены и формировались в условиях надвигового режима деформаций (см. рис. 8д). Выявленные здесь сейсмодформации имеют последниковый возраст и, следовательно, не обнаруживают прямых связей с ледником.

Наиболее сильное сейсмическое событие (9.3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) произошло спустя 4–5 тыс. лет после того, как Поозерский ледник покинул рассматриваемую территорию. Время запаздывания компенсационных гляциоизостатических поднятий обычно составляет 1–1.5 тыс. лет [Артюшков, 1979], до полного восстановления изостатического равновесия предполагается более длительный период (до 10 тыс. лет [Сейсмогеология ..., 2009]). В этой связи снятие ледниковых нагрузок могло привести к триггерному воздействию и активизации древних разломов, а также вызвать серию сейсмических событий конца плейстоцена в районе структуры Гралево. Возможно, процессы гляциоизостазии также нарушили связность пород в зонах древних разломов, что способствова-

ло последующей их активизации при снятии тектонических напряжений.

Установленные в карьере Гралево раннеголоценовые сейсмодислокации обозначают некоторый максимум сейсмической активности, значительно оторванный во времени от начала гляциоизостатических процессов. Сдвиговый режим проявления этих деформаций не характерен для структур изостатического воздымания. Учитывая, что новейшие сдвиговые напряжения и разрывные структуры развиты не только в области распространения Поозерского ледника, но и на значительном удалении к югу от границы его максимального распространения, можно полагать, что деформации имеют преимущественно тектонический генезис.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В области Слободского тектоно-динамического узла, представляющего собой сегмент сочленения и пересечения крупнейших тектонических нарушений Восточно-Европейской платформы (ВЕП), установлены признаки высокой подвижности коры на плитных, в том числе новейших, стадиях развития.

Витебско-Суражский разлом, расположенный вблизи эпицентра Слободского узла, является древним долгоживущим нарушением, которое проникает в отложения осадочного чехла и образует отрицательную структуру цветка с признаками проявления тектонической инверсии. Тектонофизические исследования показали, что с позднего девона до начала квартала разлом испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой трансформации и правосдвиговой трансформации.

В позднем плейстоцене и раннем голоцене с развитием Витебско-Суражского разлома было связано формирование грабенообразных ложбин, в которых накапливались поздние и последние озерные отложения. В карьере Гралево в строении этих осадков развиты горизонты сейсмиков — индикаторов палеоземлетрясений. Землетрясение максимальной интенсивности зафиксировано по структурам сейсмиков раннеголоценовых ленточных глин, для которых получена радиоуглеродная дата  $9339 \pm 36$  лет. Тектонофизические параметры сейсмического события соответствуют условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной позиции оси сжатия.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 18-05-00733 и 18-05-00485) и согласно теме государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 175 с.
- Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденов И.В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. НАН Белоруссии. 1994. Т. 38. № 2. С. 93–98.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифионов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные тектуры // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7. Геология, география. 2009. Вып. 1. С. 3–25.
- Варенцов И.М., Иванов П.В., Колодяжный С.Ю., и др.* Исследование аномалий электропроводности в области сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы методами синхронного МТ/МВ зондирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Воронеж: ВГУ, 2020. С. 52–56.
- Вашков А.А.* Петрографический состав грубообломочной фракции моренных отложений в карьере “Гралево” // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений: материалы VIII Университетских геол. чтений. Минск: “Цифровая печать”, 2014. Ч. 1. С. 6–7.
- Вашков А.А., Заяц Ю.И., Жолнерович А.П.* Геологическое строение и гляциоморфология западной части Суражской озерно-ледниковой равнины // Литасфера. 2016. № 2. Вып. 45. С. 57–68.
- Гаврилов Ю.О.* Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 1. С. 1–21.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Слободский тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 50–66.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1557–1566.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: “Беларуская навука”, 2014. 120 с.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Айзберг Р.Е. и др.* Космотектоническая карта Беларуси масштаба 1 : 500000: создание и результаты // Литасфера. 2013. № 1. Вып. 38. С. 3–29.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В.* Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85–89.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Голобоков С.В., Данкевич И.В.* Глубинное строение Центрально-Белорусской шовной зоны по геофизическим данным // Литасфера. 2009. № 1. Вып. 24. С. 101–112.
- Геология Беларуси / Ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. Минск: ИГН НАН Беларуси. 2001. 815 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС // В 2 томах / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
- Еловичева Я.К., Дрозд Е.Н.* Геологические разрезы гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси. Т. 2. Бассейн Западной Двины. Минск: БГУ, 2020. 234 с.
- Еловичева Я.К., Санько А.Ф.* Палиностратиграфия отложений поозерского (вистулианского) оледенения Беларуси // Литасфера. 1999. № 10(11). С. 18–28.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукин. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2007. 381 с.
- Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Тектоника плитного чехла // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 4. С. 5–16.
- Комаровский М.Е., Хилькевич Е.В.* Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси // Журн. Белорусского государственного университета. География. Геология. 2018. № 2. С. 106–117.
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. ГИН РАН. Вып. 552. М.: Наука, 2004. 340 с.
- Курлович Д.М.* Пространственная дифференциация и динамика морфоструктур Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 2014. 157 с.
- Кухарчик Ю.В.* Геология четвертичных отложений. Минск: БГУ, 2011. 160 с.
- Леонов М.Г., Гарецкий Р.Г.* Памирско-Гималайский и Восточно-Европейский геодинамические узлы, как области взаимодействия сегментов внутриконтинентальной литосферы // Триггерные эффекты в геосистемах / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2017. С. 237–242.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720
- Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 1. М.: МГУ, 1987. 416 с.
- Нагорный М.А.* Тектоника Оршанской впадины // Литасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 67–74.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А.* К проблеме типизации сейсмогенерирующих структур Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 4–5. С. 27–39.
- Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Труды Геологического института РАН. Вып. 608. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.
- Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* К проблеме типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95. Вып. 1. С. 3–13.
- Разломы земной коры Беларуси / Ред. Р.Е. Айзберг. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

- Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.
- Санько А.Ф., Ярицев В.И., Дубман А.В. Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси. Минск, 2012. 311 с.
- Сейсмоструктура плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Ред. Р.Г. Гарецкий, С.А. Несмеянов. М.: “Книга и Бизнес”, 2009. 288 с.
- Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 1996. № 5. С. 100–107.
- Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Т 2. М.: ИФЗ, 2015. С. 47–76.
- Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов / Ред. К.Е. Дегтярёв. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
- Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993. P. 33–38.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G. et al. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precambrian Res. 2015. V. 259. P. 5–33.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 1–21.
- Bronk Ramsey C. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating // Radiocarbon. 2009. V. 51. № 3. P. 1023–1045.
- Kalicki T. Zapis zmian klimatu oraz dzialalnosci czlowieka i ich rola w holocenskiej ewolucji dolin srodkowoeuropejskich. Warszawa: PAN IGiPZ, 2006. 347 s. [in Poland].
- Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N., Baluev A.S., Poleshchuk A.V., Zykov D.S. Tectonic features and stages of evolution of the Baltic–Mezen shear zone in the Phanerozoic, northwestern Russia. Geotectonics. 2020. V. 54(1). P. 1–18.
- Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. V. 12. P. 973–986.
- Obermeier S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes // Eng. Geol. 1996. V. 44. № 1–4. P. 1–76.
- Seilacher A. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events // Marine Geology. 1984. V. 55. P. 1–12.
- Sim L., Bryatseva G., Karabanov A., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. 1995. V. 34. № 3(172). P. 53–57.

## Signs of Seismicity and Recent Activity of Ancient Faults in the Area of the Sloboda Geodynamic Node (West of the East European Platform)

S. Yu. Kolodyazhny<sup>1</sup>\*, M. M. Pevzner<sup>1</sup>, A. V. Poleshchuk<sup>1</sup>,  
D. S. Zykov<sup>1</sup>, M. G. Leonov<sup>1</sup>, I. M. Varentsov<sup>2</sup>, and P. V. Ivanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

<sup>2</sup>Geoelectromagnetic Research Center – branch of the Institute of Physics of the Earth,  
P.O.B. 30, Troitsk, Moscow, 108840 Russia

\*e-mail: kolod63@mail.ru

The article presents the results of complex geochronological, paleoseismic and tectonophysical studies on the example of local structures of the Sloboda tectonic–dynamic node, which is a segment of the junction of the largest tectonic structures of the East European platform. The research was carried out in the area of the Vitebsk–Surazh fault in the central part of the Sloboda junction. This ancient, long-lived fault zone can be traced from geophysical data in Precambrian basement. As a result of activation at the platform stage development, the fault penetrates into the sediments of the sedimentary cover and forms a negative flower structure with signs of tectonic inversion. From the late Devonian to the beginning of the Quaternary, the fault experienced at least two stages of tectonic activity under conditions of left–lateral transpression and right–lateral transtension. In the late Pleistocene and early Holocene, the development of the Vitebsk–Surazh fault was associated with the formation of graben-shaped hollows, in which late- and post-glacial lake deposits accumulated. In the Gralevo quarry, the structure of these sediments has developed horizons of seismites, which are the indicators of paleoearthquakes. The earthquake of maximum intensity was recorded by the structures of seismites of early Holocene ribbon clays, whose radiocarbon age is  $9339 \pm 36$  years. The tectonophysical parameters of the seismic event correspond to the conditions of the normal – strike-slip deformation fault regime with the latitudinal orientation of the extension axis and the submeridional – compression axis.

**Keywords:** seismites, radiocarbon age, tectonophysical parameters, structural paragenesis

УДК 550.34

## СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2021 г. Н. А. Сычева\*

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек-49, 720049 Кыргызстан

\*e-mail: ivtran@mail.ru

Поступила в редакцию 04.12.2020 г.

После доработки 30.03.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В работе исследована территория Западного и Центрального Тянь-Шаня, которая является зоной внутриконтинентальных столкновений и представляет большой интерес для изучения геодинамических процессов, протекающих в земной коре. Указанная область исследована методом сейсмотектонических деформаций (СТД). Расчет СТД выполнен на основе подходов, предложенных в работах Ю.В. Ризниченко и С.Л. Юнга. Для оценки распределения сейсмичности, расчета средней скорости СТД (интенсивность СТД)  $I_{\Sigma}$  и параметра концентрации сейсмогенных разрывов  $K_{\text{СР}}$  использован каталог ISC (International Seismological Centre, London), который включает более 84000 землетрясений за 1902–2019 гг. Распределение указанных параметров рассчитано для трех диапазонов глубин: 0–5, 5–25 и более 25 км. Выделены области проявления интенсивных сейсмотектонических деформаций, сейсмической активности и высокой концентрации сейсмогенных разрывов. При исследовании всего сейсмогенного слоя максимум интенсивности СТД  $I_{\Sigma} = \sim 9 \times 10^{-8} \text{ год}^{-1}$  получен для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. В северной части исследуемой территории высокие значения интенсивности СТД получены для западной части Терской Алатау  $I_{\Sigma} = \sim 2 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ . На всех исследуемых глубинах максимальное число землетрясений приходится на Гиссаро-Кокшаальскую сейсмогенерирующую зону. В северной части исследуемой территории высокая сейсмичность характерна для хребтов, обрамляющих Иссык-Кульскую впадину (Терской Алатау, Кунгей Алатау и Заилийский хребет). Рассматриваемая территория характеризуется высоким уровнем концентрации сейсмогенных разрывов, большая часть из которых расположена на глубине 0–5 км. Исследования направленности СТД основаны на данных о фокальных механизмах очагов 11 376 землетрясений, произошедших в 1949–2020 гг. Построены диаграммы распределения азимутальных направлений главных осей напряжений. Для основной части событий азимут оси сжатия попадает в сектор  $300^{\circ}$ – $360^{\circ}$ . По картам СТД определены направления осей укорочения и удлинения и отмечено разнообразие деформационных обстановок на территории исследования. На основе тензоров СТД, полученных для глубин 5–25 км (сейсмогенный слой), построены распределения коэффициента Лоде–Надаи  $\mu_{\epsilon}$ , суммы горизонтальных компонент (XX + YY) и вертикальной компоненты (ZZ). Определены области, характеризующиеся режимом простого сжатия и максимального укорочения. Проведено сравнение моделей деформации земной коры, полученных по методу СТД и GPS-данным, и отмечено хорошее соответствие.

*Ключевые слова:* землетрясение, фокальный механизм, тензор скорости сейсмотектонической деформации, оси главных напряжений, оси укорочения и удлинения, параметр Лоде–Надаи, вертикальная компонента тензора скорости СТД

DOI: 10.31857/S0203030621060109

### ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория представляет собой сложнопостроенное, длительно развивающееся складчатоглыбовое горное сооружение. Она охватывает части двух различных крупных геотектонических областей: эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинали. В процессе эндогенной активизации эпипалеозойской платформы, начавшейся с конца олигоцена и совпавшей с заключительной фазой замыкания альпий-

ской геосинклинали, была создана горная страна Тянь-Шаня. Основные ее современные черты сформировались в четвертичное время. Процесс активизации развивался неравномерно во времени и пространстве. Так, в конце плиоцена и раннем плейстоцене отмечается затишье движений, сменившееся затем новым импульсом тектонической активности. Он продолжается и по настоящее время. На это указывают интенсивные современные движения, амплитуды которых достигают зна-

чительных величин, а также высокая сейсмическая активность.

Тянь-Шань протянулся примерно на 3 тыс. км от  $65^\circ$  до  $95^\circ$  в.д. при наибольшей ширине порядка 400 км. В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции. Западный Тянь-Шань расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория Центрального Тянь-Шаня находится между Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом  $80^\circ$  — на востоке. Восточный Тянь-Шань простирается от меридиана  $80^\circ$  на западе до Джунгарского (Борохоро) разлома — на востоке. К северо-востоку от Джунгарского разлома находится Джунгарский Тянь-Шань. Западный и Центральный Тянь-Шань большей частью расположен на территории Киргизии. С севера Тянь-Шань ограничен Туранской плитой, с юга — Таримской впадиной на востоке и Таджикской депрессией на западе, соединенными между собой Алайской долиной и долиной р. Сурхоб.

В регионе много разломов, активных в позднечетвертичное время. Кайнозойские складки и разломы Тянь-Шаня описаны в многочисленных публикациях [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; Современная геодинамика ..., 2005; Трифионов и др., 2002; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Шульц, 1948 и др.].

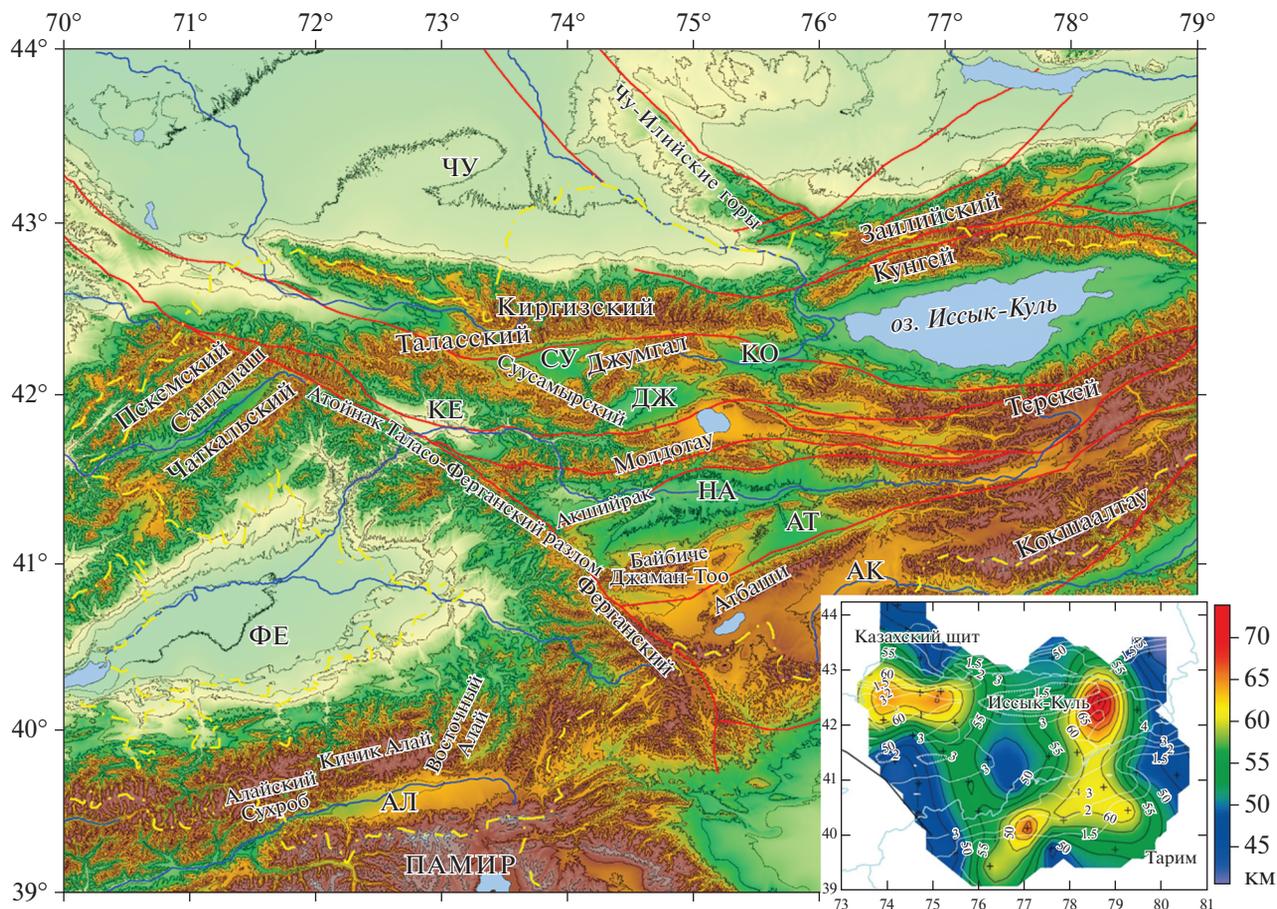
Современное дно межгорных впадин Тянь-Шаня (кроме Турфанской впадины) находится выше уровня моря и выше прилежащих частей Казахской платформы. Кровля палеозойского фундамента в небольших межгорных впадинах находится выше уровня моря, в осевых частях больших впадин (Ферганской, Алайской, Афганско-Таджикской, Аксайской, Атбашинской, Нарынской, Иссыккульской, Джумгалской, Таласской, Чуйской, Турфанской) она ниже уровня моря. В Иссыккульской и Нарынской впадинах фундамент находится на глубине более 3 км, в Чуйской впадине — около 2 км, в Ферганской впадине — до 9 км (рис. 1) [Буртман, 2012].

Согласно [Vinnik et al., 2004] в пределах Тянь-Шаня отчетливо выделяются две полосы повышенных мощностей земной коры — свыше 55 км, разделенных областью небольших глубин залегания поверхности Мохоровичича (см. рис. 1, вкладка). Северная полоса совпадает с поднятиями хребтов Киргизского, Заилийского Алатау и Кунгей Алатау (см. рис. 1), южная — с поднятиями системы хребтов Гиссаро-Алая. Кроме этих полос, имеющих Тянь-Шаньское простираение, отмечается ряд поперечных структурных элементов. Так, например, в районе оз. Иссык-Куль прослеживается субмеридионально вытянутая область повышенной мощности земной коры, протягивающаяся в южном направлении (см. рис. 1, вкладка).

Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген почти целиком располагается в области 8–9-балльной сейсмичности. С запада и с севера он оконтуривается полосой, где сейсмический эффект не превышает 7 баллов. Основная масса эпицентров сильных землетрясений с  $M = 5$  закономерно вытягивается в виде двух сейсмогенных зон — Северо-Тянь-Шаньской и Гиссаро-Кокшаальской (Южно-Тянь-Шаньской), тяготеющих, соответственно, к северным и южным участкам контрастного сочленения орогена и ограничивающих его с севера Туранской плитой и Казахским щитом, а с юга — Таримской платформой. Гиссаро-Кокшаальская зона является высокосейсмичной на участке сочленения Памира и Тянь-Шаня (рис. 2А).

Эти две крупные зоны, называемые сейсмоактивными швами первой категории, являются границами между крупными блоками Туран–Тянь-Шань–Тарим. В пределах этих сейсмоактивных швов возможны предельные для земной коры магнитуды землетрясений —  $M > 8$  [Юдахин, Чедия, 1991]. На рис. 2А звездочками отмечены расположения эпицентров сильных землетрясений Тянь-Шаня с  $M \geq 5$  из табл. 1, где представлен каталог сильных исторических землетрясений. Наибольшая плотность землетрясений приходится как на Южно-Тянь-Шаньскую, так и на Северо-Тянь-Шаньскую зоны. Как видно на рисунке, основная часть сильных землетрясений образует полосу, включающую в себя северный борт Киргизского хребта и систему поднятий Заилийского Алатау и Кунгей Алатау. Здесь известны такие сильнейшие землетрясения, как Беловодское, Верненское, Чиликское, Кеминское, Кемино-Чуйское (см. табл. 1). Самые грандиозные палеосейсмодислокации и землетрясения с  $M > 8$  известны на Кунгейском участке, к западу и востоку от него сейсмическая активность снижается, при этом максимум приходится на внутреннюю часть участка.

Исследование геодинамических процессов рассматриваемой территории на основе сейсмических данных ранее проводилось в работах [Юнга, 1990; Трифионов и др., 2002; Кучай, Бушенкова, 2009; Rebetsky, Alekseev, 2014, и др.]. В этих работах анализ данных выполнялся на основе метода СТД [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990] или метода катакластического анализа разрывных нарушений (МКА) [Ребецкий, 2007], или рассматривались фокальные механизмы умеренных и сильных землетрясений [Кучай, Бушенкова, 2009]. В работах [Юнга, 1990; Rebetsky, Alekseev, 2014; Кучай, Бушенкова, 2009] рассматриваемая территория значительно шире исследуемой в данной работе. В работе [Трифионов и др., 2002] проведено детальное исследование полей СТД на территории, включающей геологические структуры Южного Тянь-Шаня, Афганско-Таджикской впадины, Памира и Северного Гиндукуша.



**Рис. 1.** Горные хребты, долины и реки Западного и Центрального Тянь-Шаня. Межгорные и предгорные впадины: АЛ – Алайская, АК – Аксайская, АТ – Атбашийская (Атбашинская), ДЖ – Джумгалская, КЕ – Кетмень-Тюбинская, КО – Кочкорская, НА – Нарынская, СУ – Суусамырская, ЧУ – Чуйская (по [Буртман, 2012]). Желтой штрихпунктирной линией отмечена граница Киргизии. Красными линиями – региональные разломы (по [Чедия, 1986]). На вкладке – глубина залегания поверхности Мох (по [Vinnik et al., 2004]). Белые линии показывают сглаженные контуры топографии.

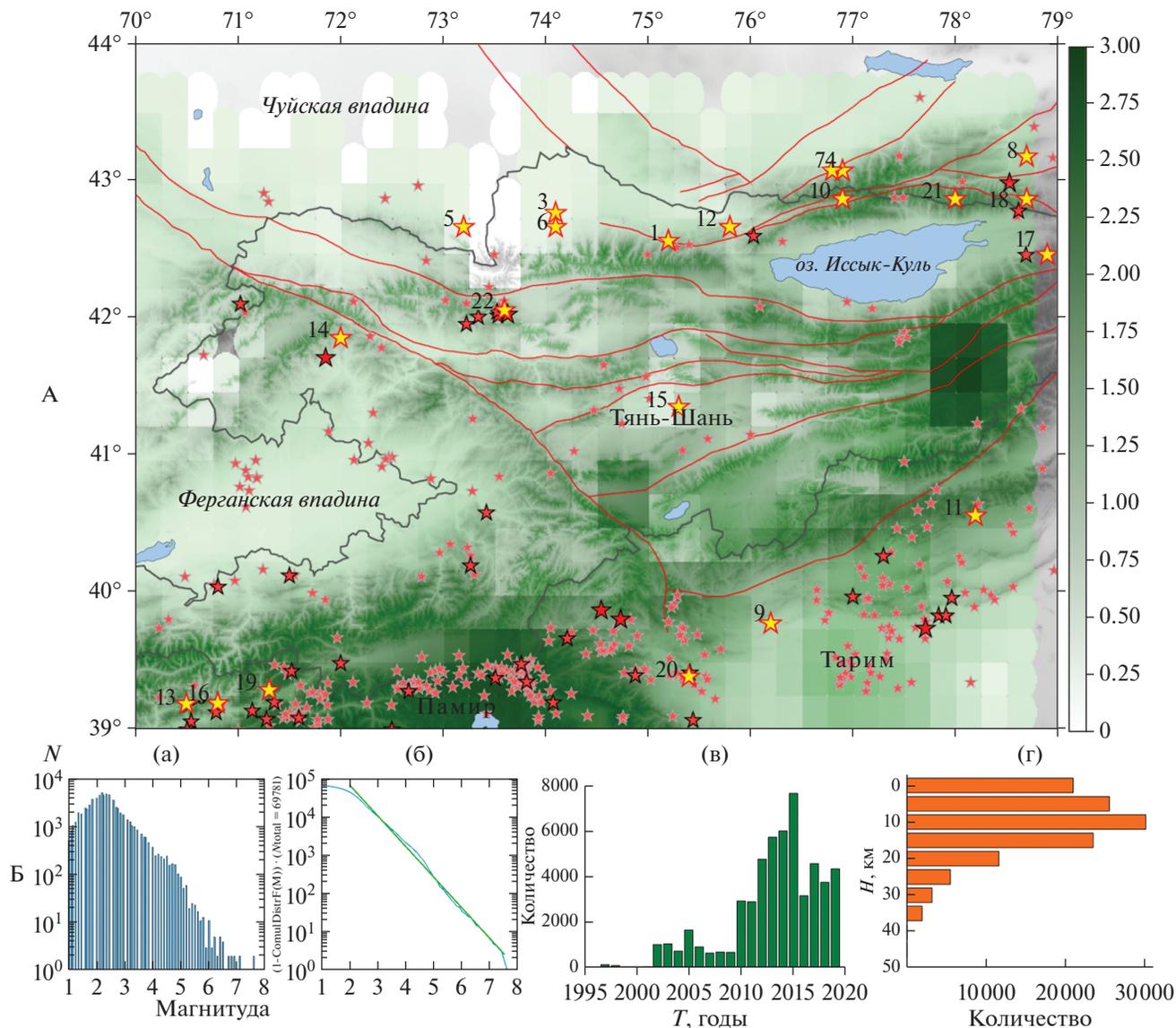
В Научной станции РАН (НС РАН) исследование напряженно-деформированного состояния земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня выполнялось двумя методами – СТД и МКА. Результаты этих исследований представлены в работах [Сычева и др., 2005а, 2008; Сычева, Мансуров, 2016, 2017; Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2016]. Накопление данных о фокальных механизмах очагов дает возможность расширить территорию исследования и уточнить результаты.

По исследуемому региону активно проводятся детальные исследования современных движений на его поверхности с использованием технологии GPS. Исследования основаны на данных Центрально-Азиатской (ЦА) GPS-сети (пункты наблюдений сети входят и окружают исследуемый регион). Широко известны работы [Абдрахматов и др., 2001; Reigber et al., 2001; Миди и др., 2001; Zubovich и др., 2001, 2004; Костюк и др., 2010; Zubovich et al., 2010; Zubovich, Mukhamediev, 2010;

Кузиков, Мухамедиев, 2010; Mansurov, 2017 и др.]. В этих работах представлены результаты построения деформационных моделей земной коры Тянь-Шаня на основе GPS-данных.

Наличие ряда работ по оценке напряженно-деформированного состояния на основе сейсмических и GPS-данных указывает на большой интерес к рассматриваемой территории. Не будет преувеличением отметить, что сравнение сейсмо-тектонических деформаций земной коры с данными GPS-наблюдений также представляет значительный интерес.

Цель данной работы – оценить напряженно-деформированное состояние земной коры Западного и Центрального Тянь-Шаня на основе данных о сейсмичности и фокальных механизмах очагов с помощью метода СТД, представить полученные результаты с применением современных подходов картирования, а также сравнить их с моделями распределения деформаций земной



**Рис. 2.** Количественное распределение землетрясений из каталога ISC, звездочками отмечено эпицентральное положение землетрясений: бледно-розовый –  $5 \leq M < 6$ , розовый –  $6 \leq M < 7$ , красный –  $M \geq 7$ , желтый – исторические землетрясения, номер землетрясения соответствует номеру в табл. 1. Красные линии – региональные разломы, серая линия – границы Киргизии (А); распределение некоторых характеристик каталога ISC; а – по магнитуде, б – кумулятивное распределение Гуттенберга–Рихтера, в – по времени, г – по глубине (Б).

коры, полученными ранее на основе данных GPS-наблюдений.

### МЕТОДИКА

Для оценки напряженно-деформированного состояния исследуемой территории применяется метод СТД, который описан во многих работах [Лукк, Юнга, 1979; Ризниченко, 1985; Юнга, 1990 и др.] и остается актуальным в настоящее время [Lukk et al., 2015; Сычева, Мансуров, 2017; Lukk, Shevchenko, 2019 и др.]. Для совокупности землетрясений, произошедших в объеме среды  $V$  за пе-

риод времени  $T$ , вызванная ими усредненная неупругая деформация описывается тензором скорости разрывной (сейсмотектонической) деформации  $\langle \epsilon_{ij} \rangle$  [Юнга, 1990; Ризниченко, 1985]:

$$\epsilon_{ij} \geq \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где суммирование проводится по сейсмическим событиям, нумерованным с помощью индекса  $\alpha$ ,  $N$  – количество событий. В выражении (1)  $M_0^{(\alpha)}$  – сейсмический момент землетрясения с номером  $(\alpha)$ ,  $m_{ij}^{(\alpha)}$  – направляющий тензор механизма,  $\mu$  – мо-

**Таблица 1.** Параметры некоторых сильных землетрясений Тянь-Шаня (по [Мамыров и др., 2002])

№	Дата	φ°, с.ш.	λ°, в.д.	H, км	M	Название
1	1475	42.6	75.2	15	6.4	Баласагунское
2	1716	41.2	80.3	30	7.5	Аксуйское
3	1770	42.8	74.1	15	6.0	Беловодское
4	1807	43.1	76.9	20	6.7	Алма-Атинское
5	22.03.1865	42.7	73.2	15	6.4	Меркенское
6	02.08.1885	42.7	74.1	15	6.9	Беловодское
7	08.06.1887	43.1	76.8	20	7.3	Верненское
8	11.07.1889	43.2	78.7	40	8.3	Чиликское
9	22.08.1902	39.8	76.2	40	8.1	Кашгарское
10	03.01.1911	42.9	76.9	25	8.2	Кеминское
11	29.02.1916	40.6	78.2	20	5.8	Кокшаальское
12	20.06.1938	42.7	75.8	21	6.9	Кемино-Чуйское
13	20.04.1941	39.2	70.5	15.6	6.4	Гармское
14	02.10.1946	41.9	72.0	30	7.5	Чаткальское
15	28.01.1948	41.4	75.3	6	4.9	Куланакское
16	10.07.1949	39.2	70.8	16	7.4	Хаитское
17	05.06.1970	42.5	78.9	15	6.8	Сарыкамышское
18	24.03.1978	42.9	78.7	30	6.8	Жаланаш-Тюпское
19	26.10.1984	39.3	71.3	15	6.4	Джиргатаьское
20	23.08.1985	39.4	75.4	20	7.0	Кашгарское
21	12.11.1990	42.9	78.0	20	6.4	Байсорунское
22	19.08.1992	42.1	73.6	25	7.3	Суусамырское

дуть сдвига,  $V$  – исследуемый объем и  $T$  – время исследования. В случае, когда период времени выражен в годах, тензор  $\langle \epsilon_{ij} \rangle$  также называют среднегодовым приростом сейсмотектонической деформации. В работах [Юнга, 1990; Лукк, Юнга, 1979] предложено аппроксимировать (1) следующим выражением:

$$\epsilon_{ij} \approx \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} = I_{\Sigma} \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha}, \quad (2)$$

где введена скалярная характеристика прироста сейсмотектонической деформации  $I_{\Sigma}$ , называемая интенсивностью STD.

При проведении расчетов направленности сейсмотектонической деформации посредством осреднения исходных данных геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки. Расчет STD выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой элементарной подобласти. Выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом  $0.2^{\circ}$  (~20 км) и радиусом элементарной области  $r = 0.5^{\circ}$  (~50 км), что обеспечивает сглаживание данных. Область с  $r = 0.5^{\circ}$  также может потен-

циально представлять собой зону подготовки сильного землетрясения (диаметр 100 км). Расчет интенсивности STD выполняется суммированием скалярных сейсмических моментов в пределах каждой области согласно [Лукк, Юнга, 1979]. Для построения карты усредненных фокальных механизмов выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом  $0.5^{\circ}$  (~50 км) и радиусом элементарной области  $r = 0.5^{\circ}$ . Для картирования STD используется классификация режимов сейсмотектонической деформации, основанная на их параметризации через систему угловых параметров, обеспечивающую изометрическое отображение тензорных объектов на сферу [Юнга, 1990, 1997].

Параметр концентрации сейсмогенных разрывов  $K_{CP}$  имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме  $V_0$  за время  $\Delta T$ , к их средней длине [Соболев, Завьялов, 1980; Завьялов, 2006]:

$$K_{CP} = \eta^{-1/3} / l_{cp}, \quad (3)$$

где  $\eta = N/V_0$  – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произо-

Таблица 2. Характеристики каталога ISC

Начальная дата	Конечная дата	$N$	$\varphi_1^\circ$ , с.ш.	$\varphi_2^\circ$ , с.ш.	$\lambda_1^\circ$ , в.д.	$\lambda_2^\circ$ , в.д.
1	2	3	4	5	6	7
22.08.1902	30.12.2019	84857	39°00'	44°00'	70°00'	79°00'
Количественная характеристика	Магнитуда					Глубина
	$M_b$	$M_L$	$M_{pv}$	$M_S$	Отсутствует	
	8	9	10	11	12	13
$N$	60052	3254	6428	69	69	68 198
%	86	4.8	9	0.1	0.1	80

шедшим землетрясениям;  $l_{cp} = \frac{1}{N} \sum_j l_j$  – средняя длина разрыва по ансамблю трещин;  $N$  – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов [ $K_{min}$ ,  $K_{max}$ ], произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме  $V_0$  за время  $\Delta T$ ;  $l_j$  – длина единичного сейсмогенного разрыва, которая оценивается по формуле:

$$\lg l_j = aK_j + c, \quad (4)$$

где  $K_j$  – энергетический класс (или магнитуда) землетрясения. В разных сейсмоактивных регионах коэффициенты  $a$  и  $c$  могут иметь различное значение.

Из опыта использования  $K_{cp}$  в ряде сейсмоактивных регионов мира следует, что наиболее удачный выбор значений коэффициентов [Ризниченко, 1976]:  $a = 0.244$ ,  $c = -2.266$ . В случае использования магнитуды вместо энергетического класса в выражении (4) вместо  $K_j$  можно подставить  $M$ , но при этом коэффициенты изменят значения на следующие:  $a = 0.440$ ,  $c = -1.289$ .

Расчет интенсивности СТД, количества землетрясений и параметра концентрации сейсмогенных разрывов выполнялся для каждой ячейки (размером  $0.2 \times 0.2^\circ$ ) исследуемой территории. Сдвиг составляет  $0.1^\circ$ .

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

**Каталог землетрясений.** Для определения пространственного расположения сейсмичности по глубине (вертикальные разрезы), анализа сейсмической активности (количество землетрясений на единицу площади) и оценки интенсивности СТД использован каталог ISC [International ..., 2019], который включает более 84000 землетрясений, произошедших в 1902–2019 гг. на исследуемой территории (см. рис. 2А). Некоторые характеристики каталога представлены на рис. 2Б и в табл. 2. Значение магнитуды в каталоге представлено для 69 781 землетрясения, для ~86% событий энергетическая характеристика определена по

объемным волнам ( $M_b$ ), глубина известна для 71 284 событий.

Основную часть каталога ICS составляют события с  $2 \leq M \leq 6$  (см. рис. 2Б(а)), которые большей частью произошли после 2002 г. (см. рис. 2Б(б)) на глубине 0–25 км (см. рис. 2Б(д)). Согласно распределению Гуттенберга–Рихтера (см. рис. 2Б(в)) представительная часть каталога включает события  $3 \leq M \leq 7.5$ .

**Каталог фокальных механизмов.** Для расчета СТД использовалось несколько источников данных о фокальных механизмах очагов землетрясений. Наряду с каталогами фокальных механизмов, полученных в ИС РАН, анализировались каталоги сторонних организаций. Частично некоторые данные ранее были использованы и описаны в работах [Сычева и др., 2005, 2005а, 2008; Кальметьева и др., 2010; Сычева, Мансуров, 2017; Sycheva, 2020]. Некоторые характеристики источников данных представлены в табл. 3.

Основную часть объединенного каталога фокальных механизмов (FM, 11 376 землетрясений) составляют слабые события с  $1.5 \leq M \leq 3.5$  (рис. 3А(а)). Землетрясения неравномерно распределены во времени, наиболее статистически представительными являются периоды с 1978 по 1991 гг. и с 1996 по 2001 гг. (см. рис. 3А(б)). Основная часть событий произошла на глубине 0–25 км (см. рис. 3А(в)).

Эпицентральное положение и вид механизма из каталога FM представлены на рис. 3Б. Цвет механизма определяет принадлежность к источнику данных (см. подпись к рис. 3). Радиус модели очага зависит от магнитуды землетрясения.

На исследуемой территории наблюдается разнообразие механизмов очагов землетрясений (см. рис. 3Б). В работе [Крестников и др., 1987] при исследовании Северного и Центрального Тянь-Шаня на основе геологических и сейсмических данных было отмечено, что для всего региона в целом характерно большое разнообразие механизмов очагов землетрясений, однако преобладающими являются три разновидности механизмов. В первом из них ось сжатия горизонтальна и

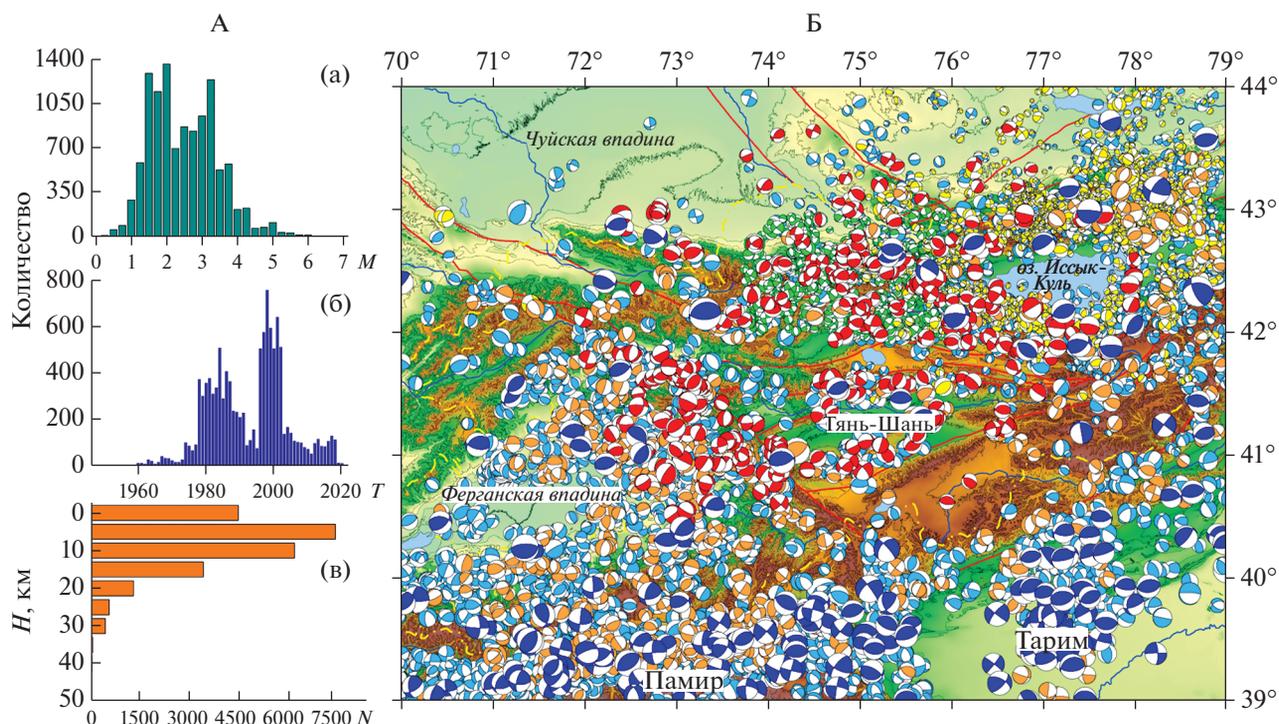
**Таблица 3.** Характеристики каталогов фокальных механизмов

Автор каталога	Период	<i>N</i>	$\varphi^\circ$ , с.ш.	$\lambda^\circ$ , в.д.	<i>M</i>
НС РАН (ЗРВ)	24.09.1994–29.12.2018	1577	42.00–43.00	73.75–76.00	1.06 – 5.4
НС РАН (МВИ)	14.01.1996–30.05.2020	320	40.50–43.66	72.00–77.99	2.81–5.70
КИС1	02.11.1946–24.12.1994	5467	38.26–43.98	68.30–81.00	0.50–7.20
КИС2	04.01.1994–28.12.2005	684	39.00–43.43	69.15–80.67	3.11–6.11
СОМЭ МОН РК	02.01.1996–31.12.2002	3445	40.42–48.57	67.08–84.62	0.11–5.67
СМТ каталог	28.07.1976–27.10.2019	185	39.00–43.72	70.02–78.98	4.70–7.20

Примечание. НС РАН – Научная станция РАН, ЗРВ – по знакам *P*-волн, МВИ – метод волновой инверсии, КИС – Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики; СОМЭ МОН РК, Алматы – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Министерства образования и науки Республики Казахстан, СМТ – Centroid moment tensor [Search form ..., 2020].

ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения субвертикальна, и этот тип очагов характеризуется взбросовыми движениями при равновероятных плоскостях разрывов, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлении. Второму типу свойственно поле, при котором ось растяжения горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось сжатия круто наклонена на юго-восток, что свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере движений при равновероятных плоскостях раз-

рывов, ориентированных так же, как и в первом случае. Для третьего типа механизмов характерно то, что обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном, что указывает на сдвиговые движения в очагах. При этом плоскости равновероятных разрывов ориентированы так же, как и в очагах первых двух. Обобщенный же механизм очагов землетрясений, указывающий на наиболее общие особенности современного регионального поля напряжений,



**Рис. 3.** Распределение некоторых характеристик каталога фокальных механизмов (ФМ) по магнитуде (а), по времени (б), по глубине (в) (А); эпицентральное положение и фокальные механизмы очагов землетрясений. Цвет механизмов указывает на принадлежность к источнику данных: голубой (2422 события) – Институт сейсмологии НАН КР и др. источники, 1949–1994 гг., оранжевый (380) – Институт сейсмологии НАН КР, 1994–2005 гг., синий (185) – каталог СМТ, 1976–2019 гг., зеленый – НС РАН (по знакам прихода *P*-волн), 1994–2018, красный – НС РАН (метод волновой инверсии), 1996–2020, желтый – СОМЭ МОН РК, Алматы, 1996–2002. Красные линии – региональные разломы (Б).

характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. При этом плоскости равновероятных разрывов также ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлениях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Качественное распределение сейсмичности*

Для анализа глубинного распределения сейсмичности и интенсивности СТД из каталога ISC рассматривались только те землетрясения, для которых была определена глубина и магнитуда (56766 событий).

Глубинное распределение землетрясений из каталога ISC и каталога FM представлено на интегральных проекциях на вертикальную плоскость. Два разреза выполнены в направлении запад–восток и три разреза в направлении север–юг. Для направления запад–восток каждая область включает  $2.5^\circ$  по широте и  $9^\circ$  по долготе. Для направления север–юг каждая из областей включает  $3^\circ$  по долготе и  $5^\circ$  по широте. На интегральных проекциях положение землетрясений из каталога ISC отмечено черным цветом, а из каталога FM – красным.

Эти построения позволили отметить, что в исследуемом регионе землетрясения происходят на глубине 0–50 км. Нижняя граница в северной части исследуемой территории (рис. 4А(а)) ограничена глубиной  $\sim 35$  км (согласно [Юдахин, 1983] землетрясения происходят до глубины 30 км), в южной части (см. рис. 4А(б)) нижний предел сейсмичности смещается на глубину до 40 км, а некоторые землетрясения достигают глубины 50 км и более. Для всех рассматриваемых разрезов отмечается три слоя сейсмической активности: первый слой включает события с глубиной от 0 до 5 км (приповерхностный слой), второй слой – от 5 до 25 км (активный сейсмогенерирующий слой) и третий слой – ниже 25 км. Основная часть событий сосредоточена в Северо-Тянь-Шаньской (28958 событий, см. рис. 4А(а)) и Южно-Тянь-Шаньской (27808 событий, см. рис. 4А(б)) сейсмогенерирующих зонах, о которых было указано во Введении. Интегральные проекции также показали, что сейсмичность сосредоточена в хорошо выделяющихся вертикальных структурах (см. рис. 4Б), что может соответствовать глубине разломов, в окрестности которых происходят землетрясения. Если разделить исследуемую территорию на западную, восточную и центральную части, то больше всего землетрясений произошло в центральной части, которая включает в себя Киргизский хребет, область вдоль Таласо-Ферганского разлома и зону сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира (см. рис. 4Б(б)).

### *Площадное распределение интенсивности СТД и количества землетрясений*

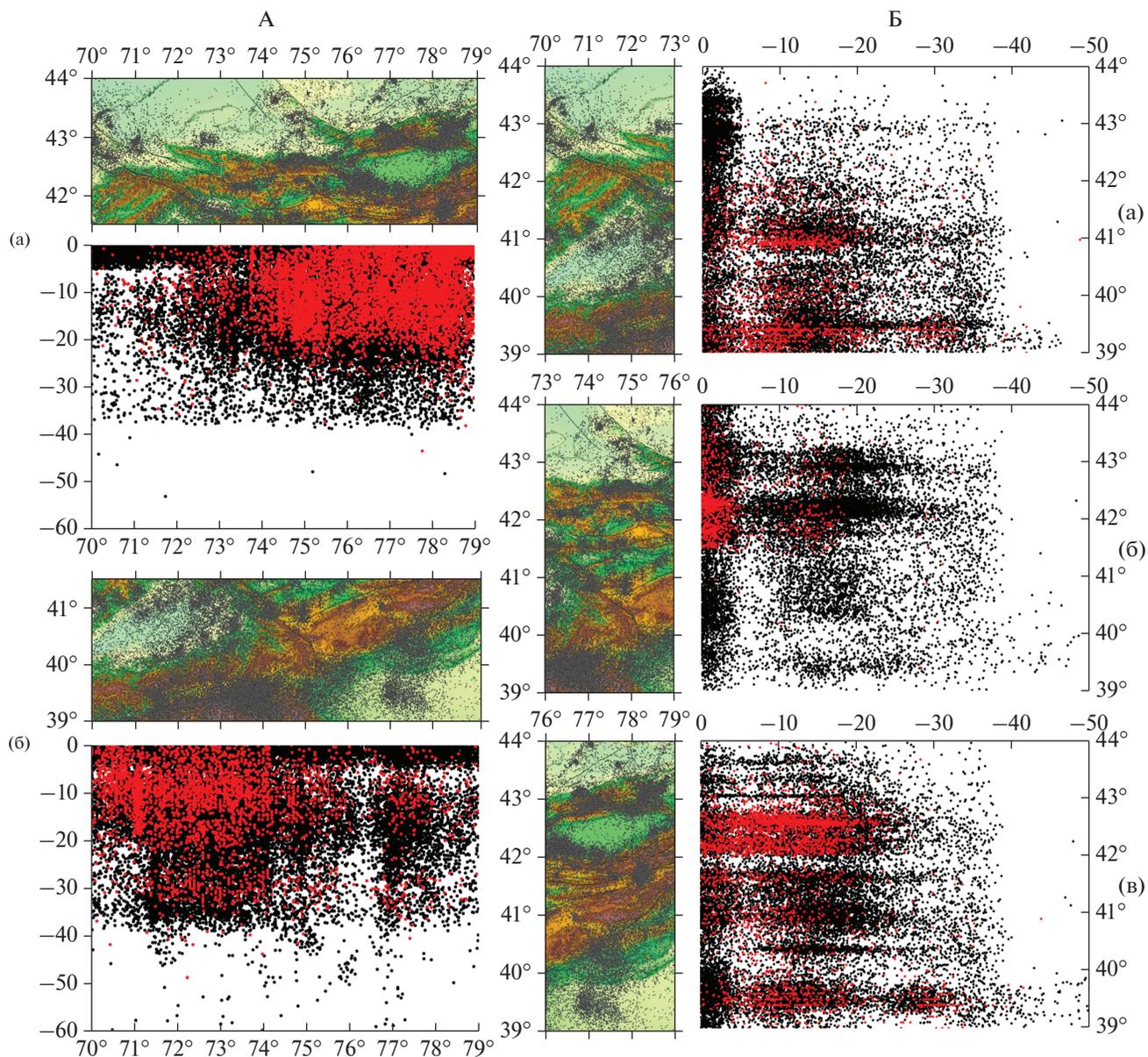
В связи с вышеотмеченным распределением сейсмичности по глубине (см. рис. 4) интенсивность СТД  $I_2$  и сейсмическая активность (количество землетрясений в ячейке) рассчитывалась как для всего сейсмического слоя 0–50 км, так и для глубин: 0–5, 5–25 и ниже 25 км. Для расчета этих параметров из каталога ISC рассматривались землетрясения, которые произошли с 1997 по 2019 гг. (наиболее представительный период, более 300 землетрясений в год, см. рис. 2Б(в)). За рассматриваемый период в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне отсутствуют землетрясения с  $M > 6$ . Последнее крупное землетрясение – Суусамырское, 19.08.1992,  $M = 7.3$ , произошло до рассматриваемого периода.

Минимальное и максимальное значение интенсивности СТД, а также области, которым они соответствуют для каждого из рассмотренных глубинных слоев, представлены в табл. 4.

Площадное распределение рассматриваемых характеристик на разных глубинах приведено на рис. 5: слева – логарифм интенсивности СТД, справа – логарифм количества землетрясений. Для всех глубинных слоев максимумом интенсивности СТД характеризуется зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира ( $\sim 9 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$ ). Минимальная скорость СТД проявляется в Чуйской впадине, западной части Киргизского хребта и северо-западной части бортов Ферганской впадины ( $\sim 3 \times 10^{-13}$  год $^{-1}$ ). Максимальное количество землетрясений также происходит в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

На глубине 0–5 км интенсивность СТД на порядок выше, чем для всего сейсмогенного слоя и составляет  $2 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$ . Максимум землетрясений на этой глубине произошло в районе хребта Ак-Шыйрак, который находится южнее восточной части хребта Терской Алатау.

На глубине 5–25 км кроме зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, о которой было указано выше, можно отметить несколько областей с высоким значением интенсивности СТД. В Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне отмечаются две области Терской Алатау, где уровень интенсивности СТД достигает соответственно  $\sim 2 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$  и  $\sim 6 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$ . На Алайском хребте уровень интенсивности СТД меняется от  $4 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$  до  $5.6 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$ , а на Таласо-Ферганском разломе на уровне  $41^\circ$  с.ш. уровень интенсивности СТД соответствует  $4 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$ . На этой глубине значительное количество землетрясений происходит в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, а также по бортам Иссык-Кульской



**Рис. 4.** Проекция землетрясений на вертикальную плоскость. А – разрез ориентирован в направлении запад–восток: а – 41.5°–44° с.ш. (ISC – 28958 событий, FM – 6424 события), б – 39°–41.5° с.ш. (ISC – 27808 событий, FM – 3115 событий); Б – разрез ориентирован в направлении север–юг: а – 70°–73° в.д. (ISC – 16434 события, FM – 1898 событий), б – 73°–76° в.д. (ISC – 21829 событий, FM – 3524 события), в – 76°–79° в.д. (ISC – 18503 события, FM – 4117 событий).

впадины (Кунгей, Терской Алатау, Заилийский хребет) и на Алайском хребте.

На глубине более 25 км интенсивные деформации сохраняются в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром ( $2.5 \times 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>), максимум сейсмичности отмечается там же.

*Параметр концентрации сейсмогенных разрывов*

В работах [Соболев, Завьялов, 1980; Завьялов, 2006] параметр концентрации сейсмогенных раз-

рывов используется с целью прогноза землетрясений. В данной работе использование этого параметра обусловлено тем, что он может отражать две предыдущие характеристики вместе, так как в расчете этого параметра участвует как количество землетрясений, происходящих в объеме, так и класс (или магнитуда) землетрясения. На рис. 6 представлено распределение параметра концентрации сейсмогенных разрывов для всех исследуемых глубин. Синий цвет на карте соответствует низкому значению исследуемого параметра (см.

**Таблица 4.** Координаты ячеек, минимальное и максимальное значение интенсивности СТД  $I_{\Sigma}$  и привязка к местности для различных глубин исследования

$H$ , км	Координаты		Местоположение	$I_{\Sigma}$ , $\times 10^{-9}$ год $^{-1}$	
	$\lambda$ , ° в.д.	$\varphi$ , ° с.ш.		min	max
0–50	73.63	43.38	Чуйская впадина	min	0.0003
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	94.2
0–5	73.38	42.38	Западная часть Киргизского хребта	min	0.0005
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	200.3
5–25	70.63	40.88	Северо-западный борт Ферганской впадины	min	0.0004
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	225.1
25–50	70.63	40.88	Северо-западный борт Ферганской впадины	min	0.0004
	73.63	39.38	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	25.2

Примечание.  $H$  – глубина,  $\lambda$  – долгота;  $\varphi$  – широта;  $I_{\Sigma}$  – интенсивность СТД.

рис. 6), что указывает на высокое значение концентрации трещин.

Высокий уровень концентрации трещин на глубине 0–5 км характерен для всей полосы зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом, для бортов Иссык-Кульской впадины (Терскей и Кунгей Алатау, Заилийский хребет), для восточной части Киргизского хребта, для южных бортов Ферганской впадины (Алайский хребет) и области, расположенной вдоль Талассо-Ферганского разлома. На глубине 5–25 км высоким уровнем концентрации трещин отмечаются те же области, что на глубине 0–5 км, однако значительно сокращается площадь отмеченных областей. На глубине более 25 км для Северо-Тянь-Шаньской зоны этот параметр практически не определен, так как землетрясения на этой глубине отсутствуют, за исключением крайне-восточной части Иссык-Кульской впадины. Высокий уровень этого параметра сохраняется только вдоль зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

#### Характеристики главных осей напряжений

Каталог фокальных механизмов наряду с параметрами гипоцентра содержит характеристики осей главных напряжений: азимут и угол погружения, которые и были использованы для статистического анализа, позволившего определить некоторые закономерности в решениях фокальных механизмов. Статистические характеристики осей главных напряжений (азимут и угол погружения) позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей представлены на рис. 7А.

На исследуемой территории оси сжатия для большинства землетрясений меняют свое направление от север–северо-западного до север–северо-восточного, оси растяжения – от северо-восточного до восточного. Для осей растяжения в малой доле существуют и другие направления. Полученные результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными результатами [Юнга, 1990; Курскеев, 2004; Сычева и др., 2005, 2008]. Более половины (60%) осей сжатия имеют угол погружения до 30° (близгоризонтальное направление), а для осей растяжения имеется два равноценных максимума: 0° и 50°–60°.

Вся исследуемая территория поделена на шесть областей (сегментов), каждая из которых включает 3° по долготе и 2.5° по широте. Для каждой области построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения (см. рис. 7Б). Уверенно отмечается изменение направления осей сжатия с востока на запад – от северного к северо-западному.

#### Средний механизм и режимы СТД

Как было указано выше, при построении карт усредненных механизмов очагов расчет осуществлялся по узлам сетки с расстоянием между узлами 0.5°, а при расчете СТД усредненные механизмы рассчитывались по узлам сетки с расстоянием 0.2° между узлами, в связи с чем отличается конфигурация точек, для которых получены решения в обоих случаях. Усредненные механизмы получены для точек, в которых коэффициент  $k$  (каппа, т.е. интенсивность результирующей матрицы) превышает это значение из табл. 4 [Юнга, 1990, с. 88–89], где представлены мода и критические значения параметра  $k$ , соответствующие разным кумулятивным вероятностям и объему выборки. При расчете вклад каждого землетрясения

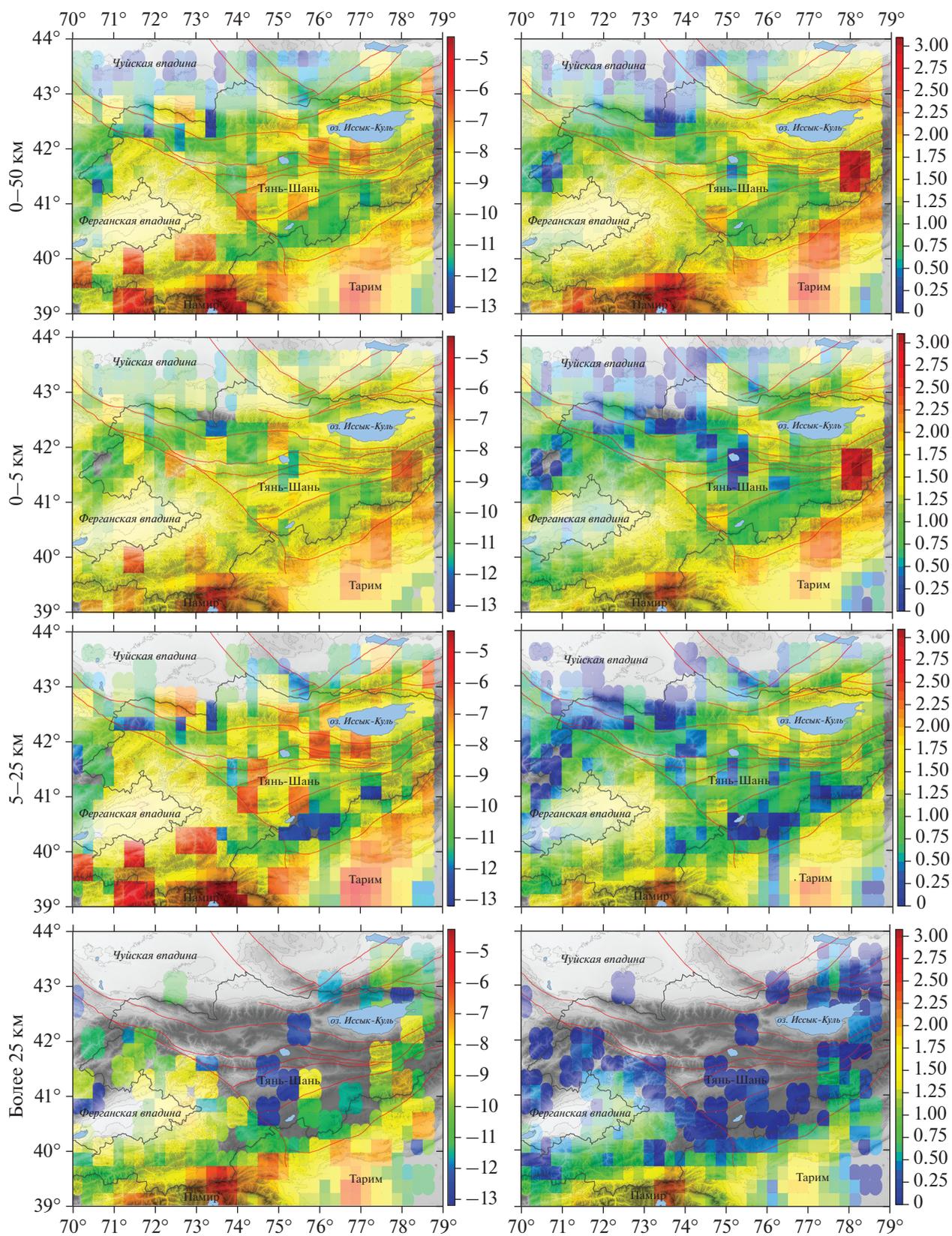
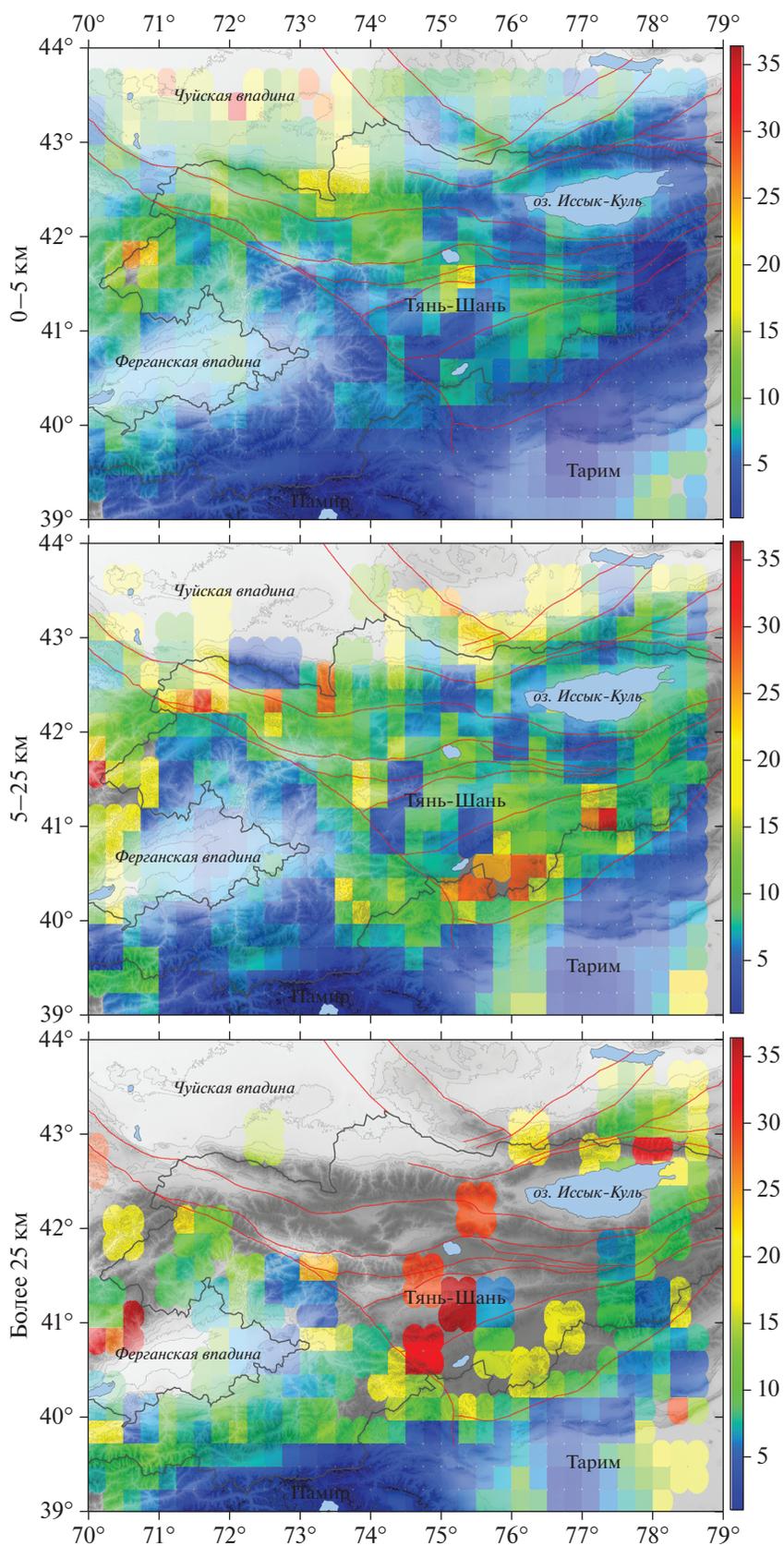
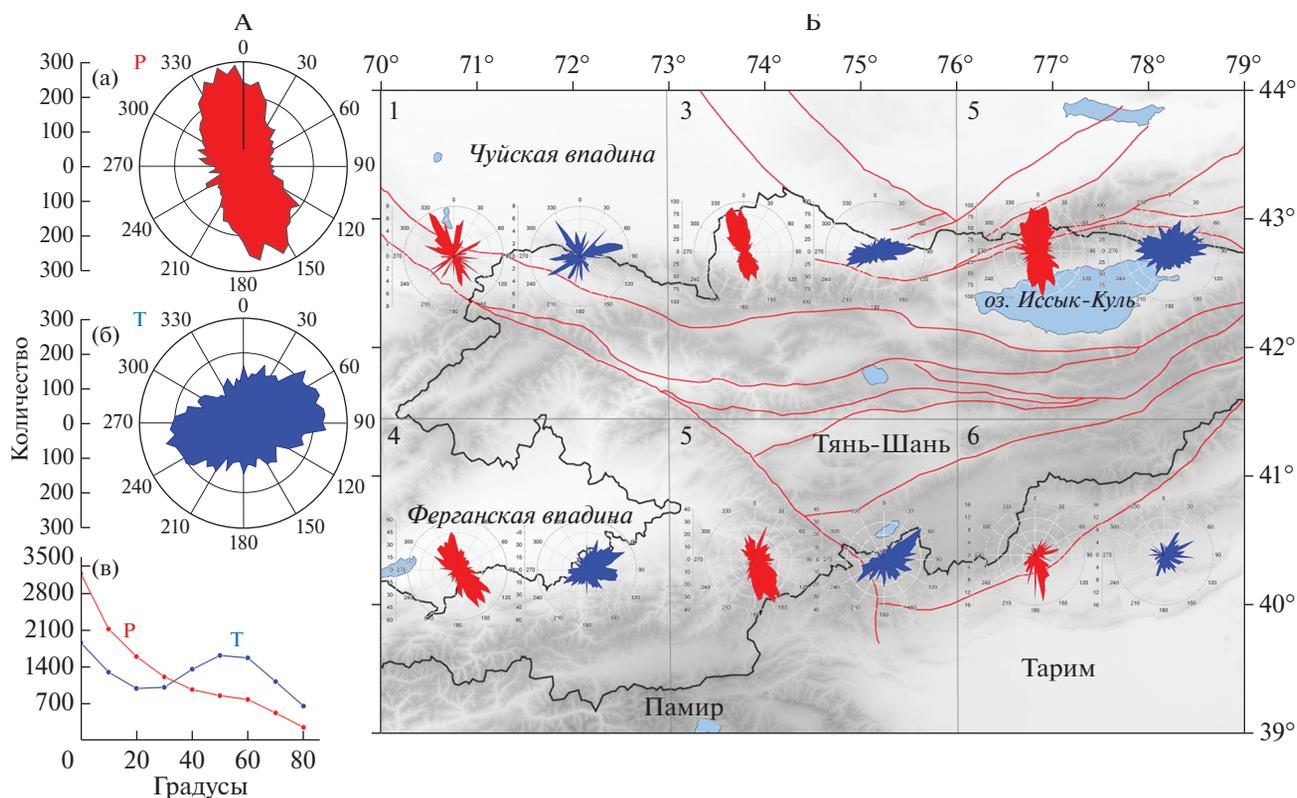


Рис. 5. Распределение логарифма интенсивности СТД и количества землетрясений на исследуемой территории для разных глубин по данным каталога ISC.



**Рис. 6.** Распределение параметра концентрации сейсмогенных разрывов на исследуемой территории для разных глубин по данным каталога ISC.



**Рис. 7.** Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а), растяжения (б) и графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей (в) для землетрясений из каталога FM (А); диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения для различных сегментов исследуемой территории: 1 – 41.5°–44° с.ш. – 70°–73° в.д.; 2 – 39°–41.5° с.ш. – 70°–73° в.д.; 3 – 41.5°–44° с.ш. – 73°–76° в.д.; 4 – 39°–41.5° с.ш. – 73°–76° в.д.; 5 – 41.5°–44° с.ш. – 76°–79° в.д.; 6 – 39°–41.5° с.ш. – 76°–79° в.д. (Б).

определялся весовым коэффициентом, вычисленным по выражению  $w = 0.07(M + 6)$ , где  $M$  – магнитуда землетрясения<sup>1</sup>.

Карты усредненных механизмов и карты СТД построены для двух глубин: 0–5 и 5–25 км (рис. 8, 9). Небольшое количество землетрясений, произошедших на глубине более 25 км в каталоге фокальных механизмов, ограничило исследование более глубоких слоев.

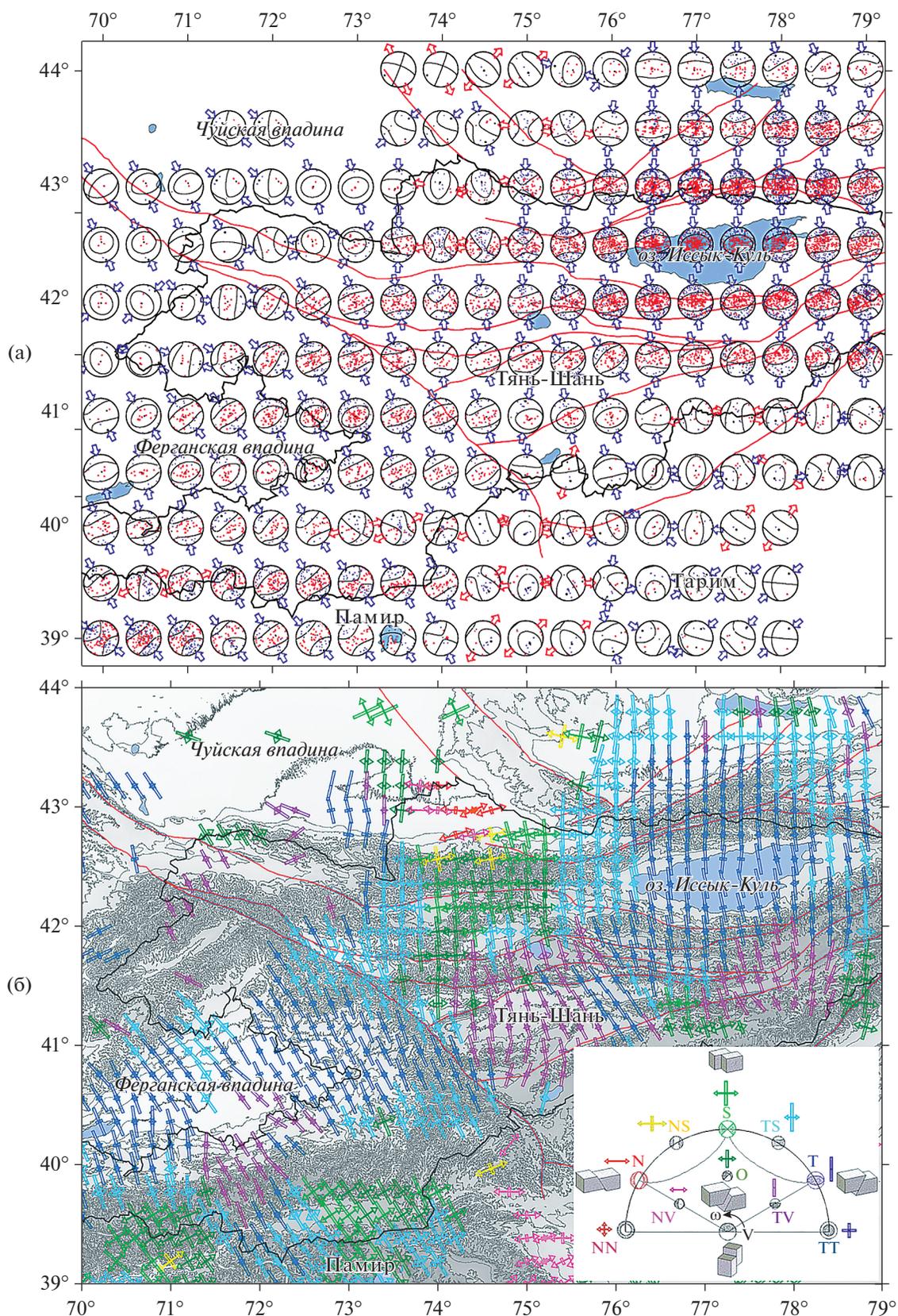
Усредненные механизмы очагов землетрясений позволяют визуализировать как статистику фокальных механизмов в виде сводной картины проекции  $P$ - и  $T$ -осей, так и изменение режима деформации от точки к точке исследуемой территории. Согласно рис. 8а наиболее представительными являются данные, покрывающие Иссык-Кульскую впадину и ее обрамление, восточную часть Киргизского хребта и зону сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, а также

область вдоль Таласо-Ферганского разлома (сейсмоактивные зоны). Оси укорочения средних механизмов имеют северо-западное направление западнее Таласо-Ферганского разлома и субмеридиональное восточнее его. На территории северной части Тарима отмечена минимальная представительность данных, согласно которым оси укорочения имеют северо-восточное направление.

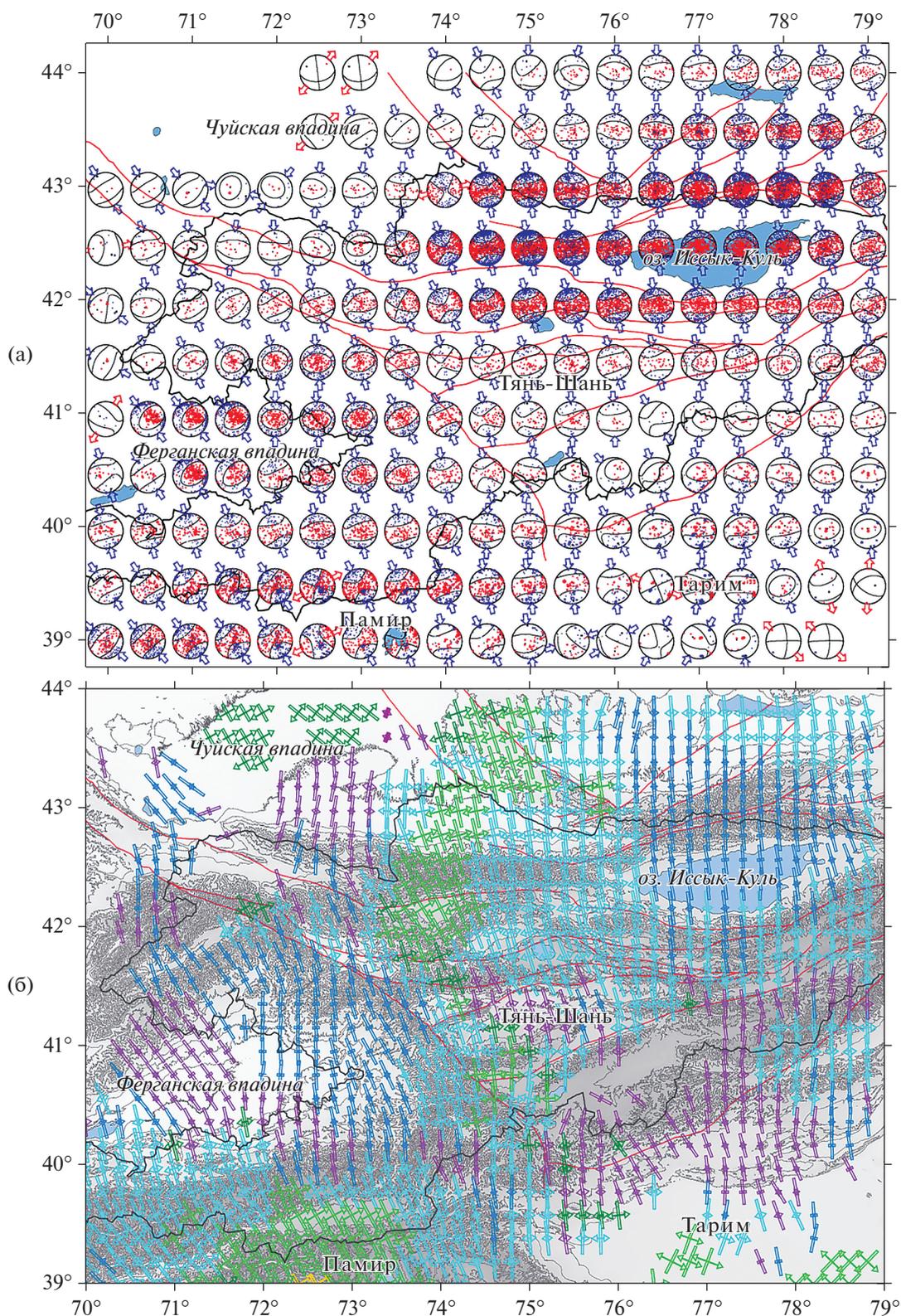
На рис. 9а представлены усредненные механизмы для глубины 5–25 км. К областям представительных данных, указанных для глубины 0–5 км, можно добавить Ферганскую впадину. Направление осей укорочения на рассматриваемой глубине больше ориентировано на север–северо-запад западнее Таласо-Ферганского разлома и на север и северо-восток восточнее его.

Карта СТД для приповерхностного слоя 0–5 км представлена на рис. 8б. Ориентация тензора СТД в каждой ячейке расчета отображается значком, показывающим направление горизонтальных компонентов деформации и их доли (части) в целом тензоре. Отсутствие землетрясений в некоторых областях приповерхностного слоя ограничило количество узловых точек, для которых по-

<sup>1</sup> Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки // Отчет о научно-исследовательской работе. Обнинск, 2002. 41 с.



**Рис. 8.** Усредненные механизмы очагов (а) и карта СТД (б) для глубины 0–5 км (3570 событий). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД, которая показана на вкладке [Юнга, 1997]. Красными линиями отмечены региональные разломы.



**Рис. 9.** Усредненные механизмы очагов (а) и карта СТД (б) для глубины 5–25 км (7327 событий). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД. Красными линиями отмечены региональные разломы.

лучены решения. Например, практически отсутствуют решения для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима. Для рассматриваемого диапазона глубин отмечается разнообразие режимов СТД, которое можно объяснить раздробленностью и блочным строением приповерхностного слоя земной коры. Наряду с режимами (модами), представленными в правой части схемы классификации режимов СТД (см. вкладку на рис. 8б, переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, горизонтальное сжатие, транспрессия, режим косоугольного сдвига и горизонтальный сдвиг), в некоторых областях исследуемой территории наблюдаются моды из левой части (горизонтальное растяжение, переходный режим от вертикального сдвига к растяжению и переходный режим от растяжения к горизонтальному сдвигу).

Для сейсмогенерирующего слоя (5–25 км) наблюдаются следующие режимы (см. рис. 9б): переходный режим от вертикального сдвига к сжатию (западный борт Ферганской долины, зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, предгорья западной части Киргизского хребта); горизонтальное сжатие (восточный борт Ферганской впадины, Чаткальские горы, хребты Таласский, Заилийский, Кунгей Алатау); транспрессия (южная часть Таласо-Ферганского разлома, восточная часть Киргизского хребта, Кочкорская впадина, горы Сындык, Кызарт, Терской Алатау, восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима); режим горизонтального сдвига (южная часть Таласо-Ферганского разлома, Суусамырская впадина и центральная часть Киргизского хребта, Чу-Илийские горы).

Анализ мод СТД и направления осей укорочения в различных областях исследуемой территории для сейсмогенного слоя (5–25 км) представлен в табл. 5. Темно-голубой цвет первого столбца означает общую деформацию горизонтального укорочения, светло-голубой – наличие режимов горизонтального сдвига. Цвет текста во втором столбце соответствует цвету режима СТД согласно классификации режимов СТД. В третьем столбце отмечены направления осей укорочения.

#### *Анализ параметров СТД*

Анализ различных параметров СТД проведен для слоя 5–25 км, в котором произошло 7327 землетрясений из каталога фокальных механизмов, что составляет 64% от всего числа событий.

**Коэффициент Лоде–Надаи.** Распределение коэффициента Лоде–Надаи представлено на рис. 10А(а). Красный цвет на рисунке соответствует режиму простого сжатия ( $0.6 \leq \mu_e \leq 1$ ), желтый – режиму чистого сдвига ( $-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$ ), синий – режиму простого растяжения ( $-1 \leq \mu_e \leq -0.6$ ),

оттенки красно-желтого ( $0.2 < \mu_e < 0.6$ ) – преобладание простого сжатия (сжатие со сдвигом) и оттенки зеленого ( $-0.6 < \mu_e < -0.2$ ) – преобладание простого растяжения (растяжение со сдвигом). Согласно легенде (см. рис. 10А(а), внизу), режимом простого сжатия ( $0.6 \leq \mu_e \leq 1$ ) характеризуются области, одна из которых включает в себя восточную часть Киргизского хребта, Кочкорскую впадину и ее ближайшее окружение. К следующей – относится восточная часть Терской Алатау. Зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в ее центральной и восточной части также характеризуется режимом простого сжатия. И замыкают этот список отдельные участки, фрагментарно расположенные вдоль Таласо-Ферганского разлома. На территории Чуйской, Иссык-Кульской и Суусамырской впадин, а также в Алайской долине проявляется режим простого сдвига. Северный борт Ферганской впадины характеризуется простым растяжением со сдвигом ( $-0.6 < \mu_e < -0.2$ ).

**Вертикальная компонента**, которая визуальным образом не отражается на картах СТД, имеет положительное значение на всей исследуемой территории, за исключением северной части Чуйской впадины (см. рис. 10А(б)), что указывает на воздымание земной коры практически во всем районе исследования.

#### *Сравнение результатов деформации земной коры, полученных на основе сейсмических и GPS-данных*

Построение распределения суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации ( $XX + YY$ , максимальная скорость укорочения) по сейсмологическим данным выполнено в границах, указанных в работе [Zubovich, Mukhamediev, 2010], при представлении распределения величин максимальной скорости укорочения на основе GPS-данных для наиболее эффективного сравнения результатов, полученных по двум методам (см. рис. 10Б). Отмечается неоднородность исследуемого параметра для территории Тянь-Шаня. Максимальное укорочение в горизонтальной плоскости характерно для бортов Иссык-Кульской впадины (Кунгей и Терской Алатау и Заилийский хребет), для северо-восточных бортов Ферганской впадины (хребты Баубашата, Восточный Алай, Ферганский хребет), для западной части Чуйской впадины, а также восточной части зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима.

На рис. 10Б(б) представлена карта максимальной скорости укорочения из работы [Zubovich, Mukhamediev, 2010], в которой отмечено, что Казахский щит, расположенный к северу от Тянь-Шаня, почти не подвергается укорочению, а сам Тянь-Шань характеризуется довольно неоднородным полем  $E_2$ : стабильные области граничат с зонами повышенных скоростей укорочения. Су-

**Таблица 5.** Режимы СТД земной коры (5–25 км) различных областей исследуемой территории и направление осей укорочения

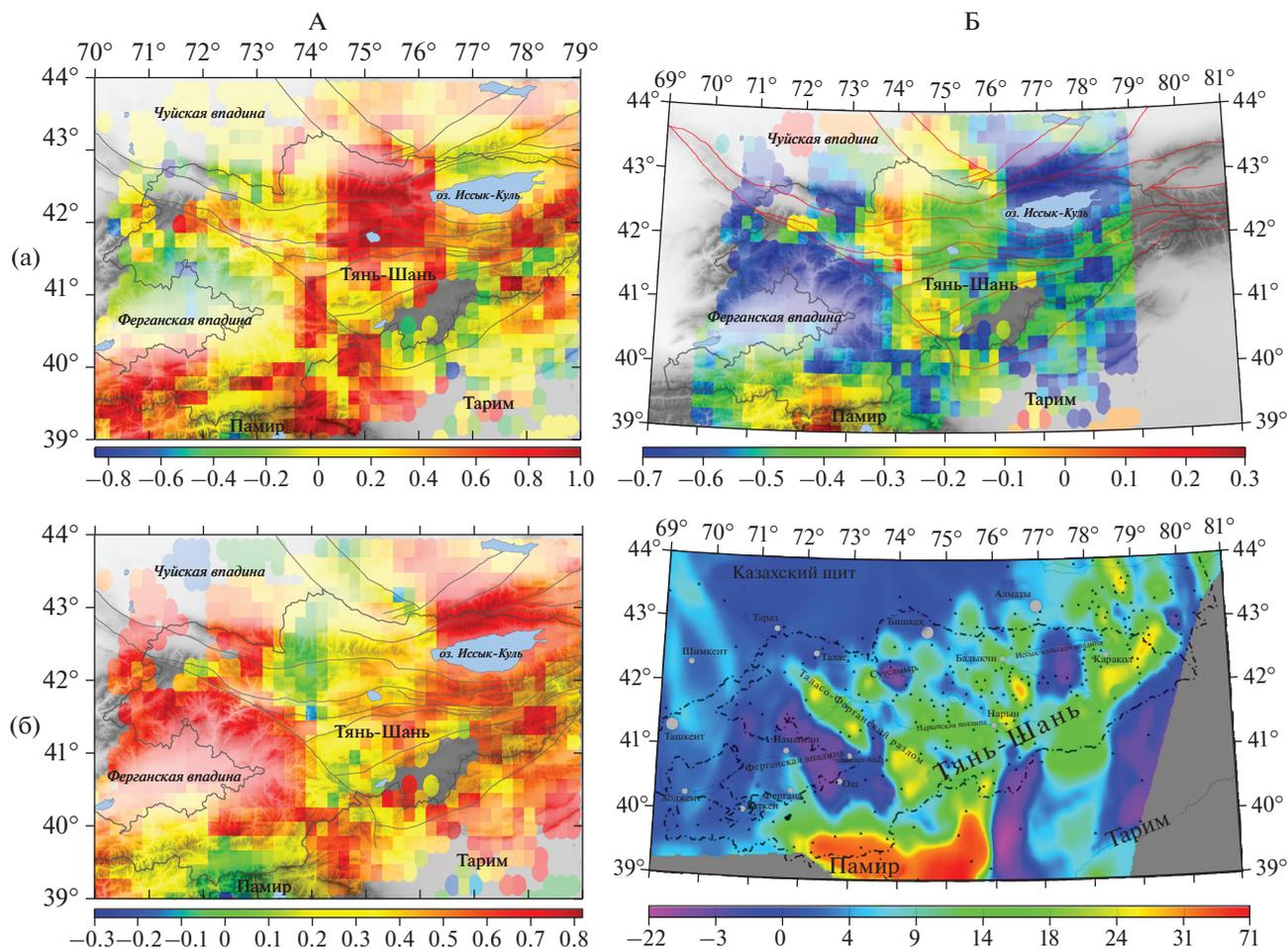
Район	Режим СТД (см. вкладку к рис. 8б)	Направление осей укорочения
Иссык-Кульская впадина и ближайшее окружение	Сжатие, транспрессия	Северное, север–северо-западное ( <i>восточная часть</i> )
Ферганская впадина	Промежуточный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие, транспрессия	Северо-западное ( <i>северный и западный борт впадины</i> ), северное ( <i>центральная часть впадины</i> ), север–северо-западное ( <i>восточный борт впадины</i> )
Киргизский хребет (Северный Тянь-Шань)	Переходной режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие (западная часть), горизонтальный сдвиг (центральная часть), транспрессия (восточная часть)	Северное (западная часть), север–северо-западное (центральная часть), северное (восточная часть)
Таласо-Ферганский разлом	Горизонтальный сдвиг и транспрессия (южная часть) горизонтальное сжатие (центральная часть), транспрессия и режим косоуго сдвига (северная часть)	Север–северо-западное
Сочленение Южного Тянь-Шаня и Тарима	Переходной режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие	Север–северо-западное ( <i>западная часть</i> ) и северное и север–северо-восточное ( <i>восточная часть</i> )
Сочленение Южного Тянь-Шаня и Памира	Горизонтальное сжатие, (крайняя-восточная часть), транспрессия (восточная и западная часть), горизонтальный сдвиг (центральная часть)	Северное ( <i>крайняя восточная часть</i> ), север–северо-западное ( <i>восточная и центральная часть</i> ), северо-западное ( <i>западная часть</i> )

шественные деформации укорочения E2 наблюдаются около оз. Иссык-Куль, где восточные и юго-западные зоны выделяются на фоне умеренного субмеридионального укорочения. Другим примером зоны, характеризующейся высокими скоростями укорочения, является Нарынская впадина. Следует отметить также две области умеренных отрицательных величин E2 на севере Тянь-Шаня. Первая из них расположена вблизи Бишкека и, очевидно, связана с движением по Иссык-Атинскому разлому.

Сравнение распределения параметра максимального укорочения, полученного на основе сейсмических (см. рис. 10Б(а)) и GPS-данных

(см. рис. 10Б(б)), показало хорошую согласованность результатов. Также отмечается, что области, для которых отмечено максимальное укорочение по сейсмическим и GPS-данным, характеризуются максимальными положительными значениями вертикальной компоненты (см. рис. 10А(б)).

Сравнение направлений осей укорочения и удлинения, полученных по сейсмическим и GPS-данным, проводилось в работах [Костюк и др., 2010; Сычева, Мансуров, 2016; Сычева, Мансуров, 2017; Sycheva, Mansurov, 2020]. В указанных работах сравнение проводилось по Северному, Центральному Тянь-Шаню и по Памиру и прилегающим территориям. Было показано, что на-



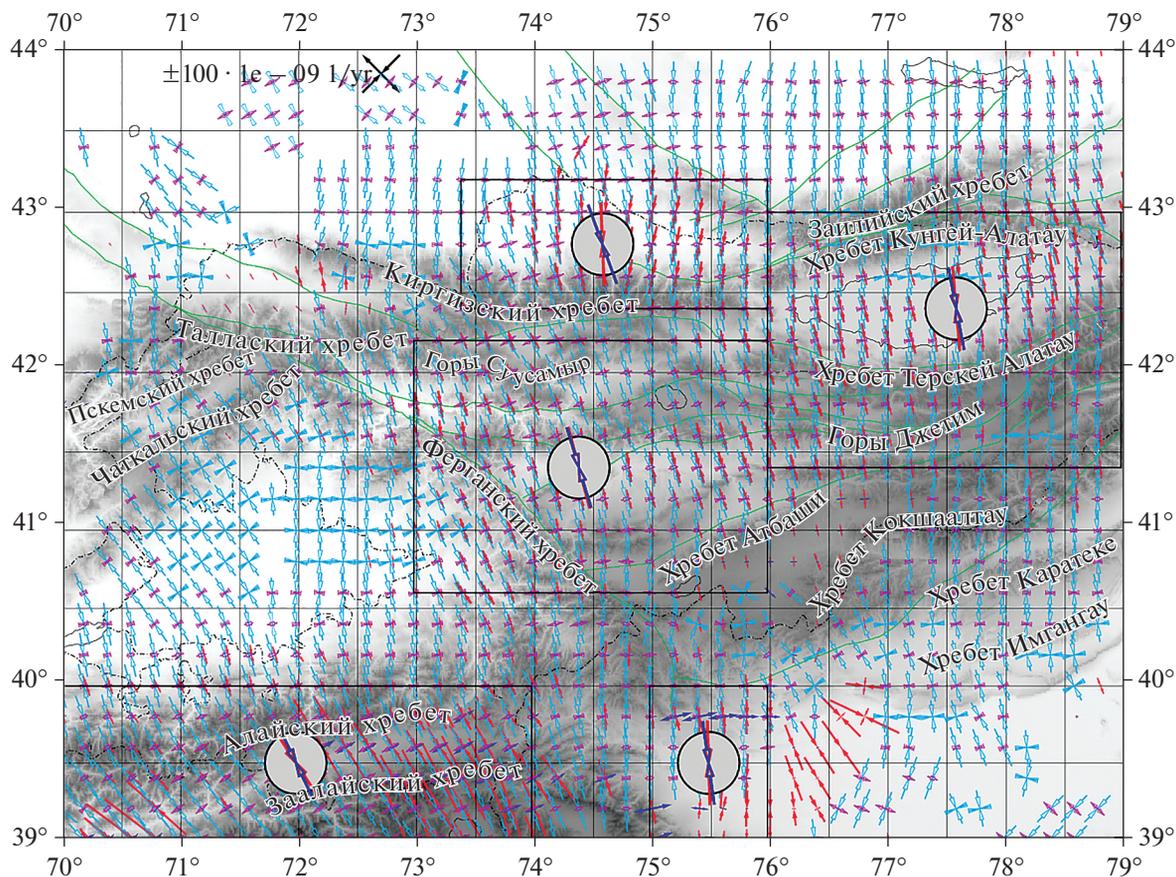
**Рис. 10.** Распределение параметра Лоде–Надаи (а) и вертикальной компоненты ZZ (б) тензора скорости деформации для сейсмогенного слоя 5–25 км (А); распределение деформации изменения площади (XX + YY) (сумма горизонтальных продольных деформаций тензора скорости деформации) по сейсмическим данным для сейсмогенного слоя 5–25 км. Единица измерения –  $10^{-9}$  год $^{-1}$  (а). Карта величин максимальной скорости укорочения E2 (по [Zubovich, Mukhametdiev, 2010]) (б). Штрихпунктирными линиями обозначены государственные границы (Б).

правления осей укорочения, определенных двумя методами, не только хорошо согласуются друг с другом, а также могут дополнять друг друга.

На рис. 11 представлено распределение значений тензора скорости деформации земной коры на основе GPS-данных из работы [Mansurov, 2017] вместе с полученным в настоящей работе распределением обобщенно-плоской части направляющего тензора СТД для глубины 5–25 км. В отличие от СТД, где интенсивность сеймотектонической деформации определяется на основе суммирования сейсмических моментов и строится распределение этого поля, для GPS-метода интенсивность деформации выражается в длине осей укорочения и удлинения. Несмотря на то, что сейсмические данные представлены для глубины 5–25 км, в целом при визуальном рассмотрении наблюдается хорошая согласованность направлений и типа горизонтальной деформации по двум методам. Такая согласованность результатов может свидетельствовать

о том, что GPS-данные отражают деформации не только приповерхностного слоя, а деформируемой земной коры в целом.

Для численного сравнения направлений осей укорочения полученных по GPS и СТД-данным были выделены сегменты, в которых представлены оба поля (прямоугольники, см. рис. 11). Для отмеченных сегментов рассчитано среднее значение азимутов осей укорочения, полученных по GPS и СТД-данным, а также в каждой узловой точке определено значение разности азимутов осей укорочения и рассчитано среднее значение разности по сегменту. Результаты этих расчетов представлены в табл. 6, а на рис. 11 отображены усредненные направления осей укорочения по сегменту (красный – по данным GPS, синий – по данным СТД). Минимальная разность средних значений составляет  $0^\circ$  (сегмент в правой части карты, см. рис. 11), максимальная –  $11^\circ$  (верхний сегмент, см. рис. 11). В отдельных узлах рассмат-



**Рис. 11.** Результаты расчета СТД для глубины 5–25 км (отличается от рис. 9б только цветами; голубой — ось укорочения, малиновый — удлинения), наложенные на карту распределения значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным GPS-наблюдений [Mansurov, 2017]. Красными стрелками показано направление и интенсивность укорочения, синими — направление и интенсивность удлинения по GPS согласно масштабу в правом верхнем углу. Прямоугольниками отмечены сегменты из табл. 6.

риваемых сегментов разность направлений осей укорочения может меняться от  $0.1^\circ$  до  $25^\circ$ , усредненное значение отклонений варьирует от  $6.5^\circ$  до  $11.1^\circ$ . Полученные результаты могут быть связаны со спецификой каждого из методов, а также с качеством используемых данных. Например, максимальная разница в направлениях осей укорочения характерна для северных предгорий Киргизского хребта (верхний сегмент, см. рис. 11). Причина такого расхождения может быть связана с тем, что для расчета СТД по этой территории в основном использовался каталог фокальных механизмов по данным сети KNET, которая включает 10 сейсмических станций, и основная часть механизмов определена по 7–8 знакам прихода  $P$ -волн. Также каталог в основном содержит слабые события, которые отражают локальный режим деформации, сильные события, по которым определяется региональное направление оси сжатия, не произошли на данной территории за исследуемый период.

В целом, несмотря на ощутимые различия в данных для некоторых узловых точек, усредненные направления осей укорочения по GPS и СТД данным хорошо согласуются между собой (см. рис. 11).

На рис. 11 наблюдаются узлы, где данные представлены только по одному из методов. Например, только по GPS-методу определены направления осей укорочения и удлинения в нескольких узловых точках в северо-западной части Тарима и, наоборот, только по СТД методу определен режим деформации в восточной части зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима, а также в окружении Ферганской впадины. Результаты численного сравнения, представленные в табл. 6 и на рис. 11, позволяют отметить, что отсутствие данных о режиме деформации по одному из методов с определенной долей вероятности может быть восполнено данными другого метода.

**Таблица 6.** Координаты сегментов, количество точек, среднее значение направления оси укорочения по GPS и СТД-данным по сегменту и разность между ними, минимальное, максимальное и среднее значение разности почечного сравнения данных

№	$\varphi_1$ , ° с.ш.	$\varphi_2$ , ° с.ш.	$\lambda_1$ , ° в.д.	$\lambda_2$ , ° в.д.	N	Среднее направление оси сжатия по данным, °			Узловое значение  GPS-СТД , °		
						GPS	СТД	GPS-СТД	мин.	макс.	среднее
1	42.4	43.2	73.4	76.0	23	358	347	11	1.13	20.43	11.1
2	41.4	43.0	76.0	79.0	43	354	354	0	0.09	16.73	6.5
3	40.6	42.2	73.0	76.0	37	345	343	2	0.37	25.34	6.96
4	39.0	40.0	75.0	76.0	11	358	354	2	0.24	20.72	6.83
5	39.0	40.0	70.0	74.0	80	330	334	4	0.02	22.84	6.78

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе сейсмических данных (каталог ISC, более 84000 событий, 1902–2019 гг.) и данных по фокальным механизмам очагов землетрясений (11 376 событий, 1946 по 2020 гг.) проведен анализ напряженно-деформированного состояния коры Западного и Центрального Тянь-Шаня. По интегральным проекциям на вертикальную плоскость установлено, что землетрясения на исследуемой территории происходят на глубине 0–50 км. Наиболее сейсмоактивным является слой 5–25 км. Частично землетрясения происходят в приповерхностном слое (0–5 км) и на глубине более 25 км (в основном в южной части исследуемой территории). Расчет сейсмической активности (количества землетрясений), интенсивности СТД и параметра концентрации сейсмогенных разрывов выполнен для трех диапазонов глубин: 0–5, 5–25 и более 25 км. На всех исследуемых глубинах максимум интенсивности СТД и количества землетрясений приходится на зону сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом. До глубин 25 км в северной части исследуемой территории высоким значением интенсивности СТД характеризуется западная часть Терской Алатау и восточная часть Киргизского хребта, высокая сейсмическая активность проявляется в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне. На глубине 0–5 км высокий уровень концентрации сейсмогенных разрывов характерен для всей исследуемой территории, исключая северо-западную часть. На глубине 5–25 км площадь областей с высоким уровнем концентрации трещин сокращается, а на глубине более 25 км высокий уровень этого параметра сохраняется только вдоль зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

Для оценки параметров напряженно-деформированного состояния исследуемой территории использован метод СТД. По каталогу фокальных механизмов построены диаграммы направления главных осей напряжений. Для большинства землетрясений ось сжатия меняет свое направление от северо-западного западнее Таласо-Ферганского разлома до меридионального направления во-

сточнее этого разлома. Максимальное число осей имеет близгоризонтальное положение. Карты усредненных фокальных механизмов и карты СТД построены для глубин 0–5 и 5–25 км. Для приповерхностного слоя наблюдается многообразие режимов СТД, которые включают в себя не только режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей, но режимы растяжения с различной долей сдвиговой составляющей. Для сейсмогенерирующего слоя (5–25 км) наблюдаются режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей – переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, горизонтальное сжатие, транспрессия и режим горизонтального сдвига. По результатам построения распределения коэффициента Лоде–Надаи режимом простого сжатия характеризуется область, которая включает в себя восточную часть Киргизского хребта, Кочкорскую впадину и ее ближайшее окружение, восточную часть Терской Алатау, а также зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в ее центральной и восточной части и фрагментарные области, расположенные вдоль Таласо-Ферганского разлома. На территории большинства впадин, а также Алайской долины проявляется режим простого сдвига, Ферганская впадина характеризуется растяжением со сдвигом.

Максимумом укорочения характеризуются: северное обрамление Иссык-Кульской впадины (Кунгей Алатау, Заилийский хребет); северо-восточный борт Ферганской впадины (хребты Баубашата, Восточный Алай и Ферганский) и восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима. Вся территория исследования, за исключением северной части Чуйской впадины, испытывает воздымание (ZZ компонента): максимумом характеризуются те же области, где отмечено максимальное изменение площади.

Сравнение деформационных моделей исследуемой территории по методу СТД и GPS-данных показало хорошую совместимость: направления главных осей горизонтальной части тензора совпадают либо близки, режимы деформации на большей части территории также идентичны.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает благодарность Артуру Мансурову за предоставление результатов расчета значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным GPS-наблюдений.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа частично выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (темы №№ АААА-А19-119020190064-9 и АААА-А19-119020190066-3).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахматов К.Е., Уилдон Р., Томпсон С. и др.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1610.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. и др.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.
- Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван Сяочин и др.* Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (По данным GPS измерений) // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
- Кальметьева З.А., Костюк А.Д., Сычева Н.А.* О взаимосвязи оползней и землетрясений // Изв. НАН КР. Бишкек: Илим, 2010. № 4. С. 22–29.
- Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л. и др.* Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.
- Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л.* Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 3. С. 13–30.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А.* Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Курскеев А.К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы: Эверо, 2004. 501 с.
- Кучай О.А., Бушенкова Н.А.* Фокальные механизмы Центрального Тянь-Шаня // Физическая мезомеханика. 2009. V. 12. № 1. С. 17–24.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э.* Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002–2005 гг. Бишкек, 2002. 93 с.
- Миди Б. Дж., Хагер Б.Х.* Современное распределение деформации в Западном Тянь-Шане по блоковым модулям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1622–1633.
- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н. и др.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 69–71.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М. и др.* Сейсмоструктурные деформации земной коры Иссыкульской зоны и казахского Тянь-Шаня // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Новосибирск, 2005. С. 344–350.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамедеева В.А.* Сейсмоструктурные деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005а. № 11. С. 62–78.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И.* Сейсмоструктурные деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
- Сычева Н.А., Мансуров А.Н.* Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS-данных // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182.
- Сычева Н.А., Мансуров А.Н.* Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 809–825.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
- Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г. и др.* Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
- Юдахин Ф.Н., Чедия О.К., Сабитова Т.М. и др.* Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М.: Наука, 1991. 192 с.
- Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
- Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.

- International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2019. Available from: <http://www.isc.ac.uk> (last accessed 10.06.2020).
- Lukk A.A., Shevchenko V.I., Leonova V.G. Autonomous Geodynamics of the Pamir–Tien Shan junction zone from seismology data // *Physics of the Solid Earth*. 2015. V. 51(6). P. 859–877.
- Lukk A.A., Shevchenko V.I. Seismicity, Tectonics, and GPS Geodynamics of the Caucasus. *Izvestiya // Physics of the Solid Earth*. 2019. V. 55(4). P. 626–648.
- Mansurov A.N. A continuum model of present-day crustal deformation in the Pamir-Tien Shan region constrained by GPS data // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. Iss. 7. P. 787–802. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.06.002>
- Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S. The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5(1). P. 257–290. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>
- Rebetsky Yu. L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // *Tectonophysics*. 2012. V. 581. P. 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027>
- Reigber C., Michel G.W., Galas R. et al. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in central Asia // *Earth Planet. Science. Letters*. 2001. V. 191(1–2). P. 157–165. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00414-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00414-9)
- Sycheva N.A. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan // *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*. 2020. V. 4. №. 2. P. 192–209. (In Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.178-191.192-209>
- Sycheva N.A., Mansurov A.N. Seismotectonic deformation of the lithosphere in the Pamir and adjacent territories // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11(4). P. 785–805. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0507>
- Vinnik L., Reigber C., Aleshin I. et al. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225(1–2). P. 131–146. [doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039)
- Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A. A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 2. P. 169–185.
- Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G. et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. 29. TC6014. <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>

## The Earth Crust Seismotectonic Deformations of the Central and Western Tien Shan

N. A. Sycheva\*

*Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan*

\*e-mail: [ivtran@mail.ru](mailto:ivtran@mail.ru)

The work investigates the territory of the Western and Central Tien Shan, which is a zone of intracontinental collisions and is of great interest for the study of geodynamic processes occurring in the earth's crust. The specified area was investigated by the method of seismotectonic deformations (STD). The calculation of STD was carried out on the basis of the approaches proposed in the works of Yu.V. Riznichenko and S.L. Yunga. The ISC catalog (International Seismological Center, London), which includes more than 84000 earthquakes for 1902–2019, was used to estimate the seismicity distribution, calculate the average annual STD velocity (STD intensity)  $I_{\Sigma}$  and the seismogenic fracture concentration parameter  $K_{SR}$ . The distribution of these parameters is calculated for three depth ranges: 0–5, 5–25 and more than 25 km. Areas of manifestation of intense seismotectonic deformations, seismic activity and a high concentration of seismogenic ruptures are identified. In the study of the entire seismogenic layer, the maximum STD intensity  $I_{\Sigma} = \sim 9 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$  was obtained for the junction zone of the Southern Tien Shan and Northern Pamirs. In the northern part of the study area, high values of STD intensity were obtained for the western part of Terskey Alatau  $I_{\Sigma} = \sim 2 \times 10^{-9} \text{ year}^{-1}$ . At all investigated depths, the maximum number of earthquakes falls on the Gissar-Kokshaal seismic generating zone. In the northern part of the study area, high seismicity is characteristic of the ridges framing the Issyk-Kul depression (Terskey Alatau, Kungey Alatau and Zailiyskiy ridge). The area under consideration is characterized by a high concentration of seismogenic fractures, most of which are located at a depth of 0–5 km. Studies of the directionality of STD are based on data on the focal mechanisms of the sources of 11 376 earthquakes that occurred in 1949–2020. Diagrams of distribution of azimuthal directions of the main stress axes are constructed. For the main part of events, the azimuth of the compression axis falls in the 300°–360° sector. The STD maps were used to determine the directions of the axes of shortening and elongation, and a variety of deformation conditions in the study area was noted. Based on the STD tensors obtained for depths of 5–25 km (seismogenic layer), the distributions of the Lode–Nadai coefficient  $\mu_{\epsilon}$ , the sum of the horizontal components (XX + YY) and the vertical component (ZZ) were constructed. Areas characterized by the regime of simple compression and maximum shortening are determined. The models of crustal deformation obtained by the STD method and GPS data were compared, and a good correspondence was noted.

**Keywords:** earthquake, focal mechanism, seismotectonic velocity tensor, principal stress axes, shortening and elongation axes, Lode–Nadai parameter, vertical component of the STD velocity tensor