



270 МГУ  
1755 2025

МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ



ИФЗ·РАН

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА РАН

Материалы Всероссийской научной конференции  
«Динамическая геология - проблемы и достижения»,  
посвященной празднованию 270-летия МГУ  
имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения  
Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе

7-8 декабря 2023 года



270 МГУ  
1755 2025



**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

**ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

Материалы Всероссийской научной конференции  
«Динамическая геология — проблемы и достижения»,  
посвященной празднованию 270-летия МГУ имени М.В.  
Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского,  
М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе

Издательство «Перо»

2023 год

УДК 55  
ББК 26.32я43  
М34

**Рецензенты:**

*член-корреспондент РАН, д.х.н. Н.Н. Ерёмин*  
*член-корреспондент РАН, д.ф.-м.н. А.Л. Собисевич*

М34 **Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе. – М.: Издательство «Перо», 2023. – 52 Мб. [Электронное издание].**

ISBN 978-5-00218-984-7

В сборнике приведены материалы всероссийской конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе. Она проходила 7 декабря 2023 года на геологическом факультете МГУ и 8 декабря в ИФЗ РАН. В ее работе приняли участие сотрудники Московского, Воронежского и Новосибирского университетов, ИФЗ РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, ИГЭ РАН, ИНГГ СО РАН, КНЦ РАН, а также геологи, работающие в производственных организациях. Их доклады, рассмотренные в сборнике, были посвящены разным аспектам динамической геологии – новейшей тектонике, тектонофизике, математическому моделированию геодинамических процессов. В целом конференция вызвала большой интерес среди специалистов в области наук о Земле, что подчеркивает перспективность динамической геологии как современного научного направления.

*На обложке: Сулакский каньон (фотография В.А. Зайцева)*

УДК 55  
ББК 26.32я43

ISBN 978-5-00218-984-7

© ИФЗ РАН, 2023  
© Авторы статей, 2023

Конференция посвящена трём выдающимся профессорам кафедры динамической геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова: Н.В. Короновскому, М.А. Гончарову и М.Г. Ломизе.



***Николай Владимирович Короновский*** (1933–2023) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, лауреат премии Президиума РАН им. А.Д. Архангельского, действительный член РАЕН. Крупный специалист в области орогенного магматизма, тектоники и геодинамики Альпийского (Средиземноморского) пояса. Более 60 лет преподавал на геологическом факультете, более 35 лет бесменно читал лекции по курсу «Общая геология». Заведовал кафедрой в течение 36 лет с 1986 года по февраль 2023 года.



***Михаил Адрианович Гончаров*** (1933–2014) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат премии имени Н.С. Шатского. С 1991 года по 2014 год заведовал лабораторией тектонофизики и геотектоники имени В.В. Белоусова. Совместно с В.Г. Талицким и Н.С. Фроловой опубликовал фундаментальный учебник «Введение в тектонофизику».



***Михаил Григорьевич Ломизе*** (1933–2021) – доктор геолого-минералогических наук, профессор. Руководитель Киргизской геодинамической партии (1987–1991). Читал курс «Геотектоника», «Палеотектоника складчатых областей». Совместно с В.Е. Хаиным опубликовал фундаментальный учебник «Геотектоника с основами геодинамики».

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ</b> .....	4
<i>Бондарь И.В.</i> ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО БОРТА ВУОКСИНСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ) .....	4
<i>Гордеев Н.А.</i> ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ С МБПЛА .....	6
<i>Гордеев Н.А.</i> ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШИХ РАЗРЫВОВ ГОРНОГО АЛТАЯ (SimSGM) .....	9
<i>Гордеев Н.А., Бондарь И.В.</i> ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ .....	11
<i>Загоровский Ю.А.</i> РАЙОНИРОВАНИЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ МЕТОДОМ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА МОЩНОСТЕЙ И РАЗЛИЧИЯ В ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГАЗО- И НЕФТЕНОСНЫХ СТРУКТУР .....	15
<i>Мануилова Е.А.</i> ИСТОЧНИК ПРЭСНОЙ ВОДЫ НА ТЕРРИТОРИИ АЗИАТСКОГО БОСПОРА .....	20
<i>Матвеев М.А., Морозов Ю.А., Смутьская А.И.</i> СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КАК ФАКТОРЫ УПРОЧНЕНИЯ И ОСЛАБЛЕНИЯ В ЗОНЕ СЕЙСМОГЕННОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ .....	25
<i>Сывороткин В.Л.</i> ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗОНОВЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ .....	31
<i>Томаровская М.А., Гордеев Н.А.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА МАССИВА ПОРОД ДОМОДЕДОВСКОГО КАРЬЕРА .....	36
<b>НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ</b> .....	40
<i>Божко Н.А.</i> РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ГЕОДИНАМИКЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЦИКЛА .....	40
<i>Боголюбовский В.А., Дубинин Е.П.</i> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ .....	43
<i>Демина Л.И., Промыслова М.Ю.</i> ВКЛАД Н.В. КОРОВСКОГО В ИЗУЧЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА КАВКАЗА .....	49
<i>Иванов И.И.</i> НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ .....	55
<i>Лобковский Л.И., Баранов А.А., Суцневская Н.М.</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО ПОЛЯРНОГО РЕГИОНА - КАЙНОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ КАК ПРИЧИНА ВУЛКАНИЗМА, ПОВЫШЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ПОДПЛАВЛЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ЩИТА СНИЗУ .....	58
<i>Мануилова Е.А., Сим Л.А.</i> НЕОТЕКТОНИКА И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ .....	65
<i>Надежка Л.И., Ежова И.Т., Ефременко М.А., Семенов А.Е., Золототрубова Э.И.</i> ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ОКСКО-ДОНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССАХ .....	70
<i>Стрельников А.А.</i> АРХЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ .....	75
<i>Стрельников А.А.</i> ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕИЗВЕСТНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВНУТРИГОННЫХ ДОЛИН ПРИИССЫКУЛЬЯ .....	79
<i>Стрельников А.А.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ .....	84
<i>Стрельников А.А.</i> ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИССЫК КУЛЬСКОЙ-ВПАДИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ .....	88

<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н.</i> НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА.....	92
<i>Тверитинова Т.Ю., Никитин М.Ю.</i> ДВА РАЗНЫХ ГОРНЫХ КРЫМА.....	96
<i>Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С.</i> ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПОДОБИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ТЯНЬ-ШАНЯ.....	106
<b>НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН «КОНТИНЕНТ–ОКЕАН» .....</b>	<b>112</b>
<i>Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю.</i> СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВНЕДРЕНИЕ ЧЕЛЮСКИНСКИХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА .....	112
<b>ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.....</b>	<b>117</b>
<i>Агибалов А.О., Алешин И.М., Зайцев В.А., Сенцов А.А.</i> МОДЕЛЬ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ).....	117
<i>A. Varanov, A. Bobrov, R. Tenzer, A. Chuvaev</i> EVOLUTION OF LATERAL TECTONOPHYSICAL STRESSES IN THE SPHERICAL SHELL CONVECTION WITH AN IMMOBILE SUPERCONTINENT .....	121
<i>Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Кошевой Н.Г.</i> ЕДИНАЯ КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА БАЗЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ МЕТОДОМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	128
<i>Зубков М.Ю.</i> ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) .....	134
<i>Ильченко В.Л.</i> ОТ ПРАВИЛА ТИЦИУСА-БОДЕ ДО МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ВНЕШНЕЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ .....	139
<i>Корбутяк А.Н., Фролова Н.С.</i> НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ВАЛООБРАЗНЫЕ ПОДНЯТИЯ В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ, ИХ ТИПЫ И АНАЛОГОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.....	143
<i>Маринин А.В.</i> ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ПО ПОЛЕВЫМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ГОРНОМ АЛТАЕ .....	149
<i>Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.</i> ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ФОРМ РЕЛЬЕФА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НАД СИСТЕМАМИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА МЕТОДОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ .....	154
<i>Мягков Д.С.</i> ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИИ ПО ОБЩЕКОРОВОМУ МАГМОПРОВОДЯЩЕМУ РАЗЛОМУ .....	158
<i>Мягков Д.С.</i> РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НАДЛИТОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ .....	161
<i>Мягков Д.С.</i> СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЯМ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ 2D ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ.....	164
<i>Холодков К.И., Передерин Ф.В., Дьяков В.В., Мокров Д.К., Алешин И.М., Щербаков В.М.</i> ОПЫТ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА ИНТРУЗИИ ВЯЛИМЯКИ.....	168
<b>СЕЙСМОТЕКТОНИКА.....</b>	<b>173</b>
<i>Андреева Н.В., Овсяченко А.Н., Кошевой Н.Г.</i> АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА СУНЖЕНСКОГО ХРЕБТА .....	173

<i>Деев Е.В., Сафронов О.В., Садур А.Е., Энтин А.Л.</i> СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ СИЛЬНОГО ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНЕ ТОЛБОНУРСКОГО РАЗЛОМА (АЛТАЙ) .....	178
<i>Захаров В.С., Симонов Д.А.</i> АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ 6 ФЕВРАЛЯ 2023 ГОДА И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ .....	180
<i>Корженкова Л.А., Корженков А.М., Макеев В.М.</i> ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ АКСУЙСКОГО КРАЕВОГО РАЗЛОМА, СЕВЕРНОЕ ПРИИССЫЫККУЛЬБЕ, ТЯНЬ-ШАНЬ .....	186
<b>ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ НЕОТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ</b> .....	192
<i>Агибалов А.О., Алешин И.М., Кондратов А.Д., Передерин Ф.В., Сенцов А.А., Холодков К.И.</i> ОТРАЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ В РЕЛЬЕФЕ.....	192
<i>Балашов Г.Р., Агибалов А.О., Сенцов А.А.</i> ОТРАЖЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ОСТРОВА САХАЛИН В ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ.....	196
<i>Балашов Г.Р., Агибалов А.О., Кондратов А.Д., Сенцов А.А., Холодков К.И.</i> СОПОСТАВЛЕНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ.....	200
<i>Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.</i> СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПЯСИНА (ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР).....	204
<i>Дунаев Н.Н., Гордеев Н.А., Кузнецов М.А.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (АНТАРКТИКА).....	209
<i>Зайцев В.А., Панина Л.В.</i> НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ .....	214
<i>Кошевой Н.Г., Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В.</i> ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ОЗЕРА ХУБСУГУЛ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) ЗА НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП..	220
<i>Ланин П.С.</i> СОВРЕМЕННЫЙ ЭНДОГЕННЫЙ ПРОЦЕСС И РАПОПРОЯВЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ КОВЫКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....	224
<i>Малышкин Т.Е., Гордеев Н.А.</i> СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ РАЗРЫВОВ ПО ДАННЫМ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОЙ СЪЕМКИ С КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ «КАНОПУС-В» И «LANDSAT-8» С АНАЛОГОВЫМ СПОСОБОМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ. ....	229
<i>Панина Л.В., Зайцев В.А.</i> СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ.....	234
<i>Сенцов А.А., Агибалов А.О., Кондратов А.Д., Передерин Ф.В., Холодков К.И.</i> СРАВНЕНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА МАССИВА ВЯЛИМЯКИ, РАССЧИТАННЫХ ПО РАЗНЫМ ЦИФРОВЫМ МОДЕЛЯМ РЕЛЬЕФА .....	239
<i>Собисевич А.Л., Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А.</i> СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА ВУЛКАНОВ НЕВАДО-ДЕЛЬ-РУИС (КОЛУМБИЯ) И ЭЛЬБРУС (РОССИЯ).....	243
<i>Трегуб А.И., Трегуб С.А., Клепикова Н.Е.</i> ЛИНЕАМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ) .....	246
<i>Фадеева К.В.</i> НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА АХТЫЧАЙСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА.....	251

## ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

### ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО БОРТА ВУОКСИНСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

*Бондарь И.В.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

Территория исследований расположена в северной части Карельского перешейка между Ладожским озером и Финским заливом Балтийского моря на юго-восточной периферии Фенноскандинавского щита.

В структурно-тектоническом отношении территория расположена на юго-восточной периферии Фенноскандинавского кристаллического щита в зоне развития докембрийских кристаллических пород – гранитов-рапакиви, анортозитов, габброидов и метаморфитов, разбитых на блоки крупными древними разломами преимущественно северо-западного простирания, относящимися к Ладожско-Ботнической зоне [Шварев, 2019]. Для части этих древних нарушений характерна древняя сдвиговая кинематика. Разрывные нарушения образуют развитую иерархическую систему блоков, границы между которыми четко выражены в современном рельефе в виде протяженных ложбин, занятых элементами гидросети, уступов и седловин.

Четвертичный чехол района маломощный и представлен преимущественно гравийно-песчаными моренными отложениями последнего оледенения, плащеобразно покрывающими межгрядовые понижения, сопрягающимися с водно-ледниковыми позднелейстоценовыми, а также озерными и болотными голоценовыми отложениями.

Ключевым объектом для изучения таких взаимодействий является протяженная озовая гряда северо-западного простирания, расположенная в южной части исследуемой территории. Гряда в своем южном замыкании трассируется с юго-востока на северо-запад параллельно руслу р. Вуокса. В теле озовой гряды на всем протяжении наблюдается комплекс пластических и хрупких деформаций [Шварев, 2019].

В данной работе для реконструкции характеристик напряженного состояния приразломной зоны был применен метод катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого Ю.Л. [Ребецкий и др., 2017]. Данный метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний (азимут и угол погружения осей максимального сжатия, максимального растяжения и промежуточной оси). В процессе деформирования пород происходит преобразование части упругих деформаций в необратимые, которые обуславливают рассеяние механической энергии в некотором объеме геосреды. Начиная с определенного уровня осреднения по времени и пространству образование нового или активизацию ранее возникшего скола можно рассматривать как микроакт (по времени) квазипластического деформирования. Объединяясь, множество микроактов формируют процесс квазипластического или катакластического течения массива горных пород. Катакластическое течение это разновидность пластического – течения, определяемая относительным перемещением фрагментов (кластов) горных пород или катакластов без нарушения сплошности катаклазированного объема. Исходными данными для

реконструкции послужили данные полевых исследований, а именно замеры пространственной ориентировки зеркал скольжения, собранные в 2023 году. Замеры были произведены в скальных обнажениях техногенной природы - карьеры, врезки железнодорожных путей.

Всего получено 9 локальных стресс-состояний. В пяти из них ось максимального сжатия ориентирована в северо-восточном направлении и находится под небольшим углом к горизонту. Ось максимального растяжения при этом ориентирована в северо-западном направлении, и тоже пологая, а промежуточная ось вертикальная. В трех локальных стресс-состояниях реконструированы другие ориентировки осей главных напряжений: ось максимального сжатия пологая относительно горизонта, имеет северо-западную ориентировку, ось максимального растяжения ориентирована в северо-восточном направлении, промежуточная ось вертикальная.

По сравнению с меняющимися по азимуту погружению ориентировками осей главных напряжений более устойчив и информативен тип напряженного состояния, определяемый по положению осей на зенит. По результатам реконструкции установлено, что существенно преобладают обстановки горизонтального сдвига, лишь в одной точке наблюдения зафиксировано обстановка горизонтального растяжения.

Также в ходе полевых работ в восточной части исследуемого района выявлена крупная разрывная зона с характерными структурами, говорящими о высокой ее высокой активности - зоны дробления, заполненные кальцитом с микроклиновой корочкой, дуплексы, зеркала скольжения, в том числе, возможно, со следами плавления.

#### **Выводы**

1. Все рассчитанные локальные стресс-состояния соответствуют геодинамическому типу горизонтального сдвига.
2. В пределах исследуемой территории преобладает северо-восточное сжатие.
3. Восточнее озовой гряды, возможно маркирующей крупный разлом, выявлено ярко выраженное разрывное нарушение сдвиговой кинематики.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 23-27-00205*

#### **ЛИТЕРАТУРА**

*Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

*Шварев С.В.* Постледниковые сейсмогенные деформации озовой гряды в северной части Карельского перешейка // Геоморфология. 2019. № 3. С. 19–35.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ С МБПЛА

*Гордеев Н.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

### **Введение**

Цель работы заключается в использовании МБПЛА (малых беспилотных летательных аппаратов) в исследованиях тектонофизики. Автор выделил несколько задач: выбор объекта с обнаженностью пород, ознакомление с методологией пилотирования и обработки данных БПЛА, подготовка задания для полета, фотограмметрические построения и постобработка.

На данный момент такие услуги предоставляет компания GEOSCAN, использующая оптические, магнитные и инфракрасные методы съемки. Для исследований в тектонофизике, помимо высококачественных данных, требуется мобильность, поэтому используются небольшие МБПЛА, такие как модели DJI mini 2 или DJI mavic 3. Оптическая съемка позволяет использовать фотограмметрию для создания трехмерных моделей геологических структур с точной привязкой в пространстве. Полученные данные могут быть использованы для построения геологических моделей и определения локальных напряженно-деформированных состояний.

### **Описание метода**

Для выполнения основной задачи необходимо правильно оценить размеры и форму объекта, который вызывает интерес. Для выбора точки начала фото / видео съемки обнажения выбирается ровный и чистый участок. Съемка производится непрерывным маршрутом с перекрытием каждого снимка более чем на 20%. При оценке объекта следует обратить внимание на форму обнажения. Если обнажение представляет собой плоскую поверхность выступами до 2-х или 3-х метров, то для такого обнажения можно использовать автоматическую съемку. В этом случае БПЛА будет проводить съемку без участия оператора. Если обнажение имеет как плоскую поверхность, так и отвесные, высокие и неровные скалы, то необходимо проводить ручную съемку территории. Недофотографированные участки приводят к потере информации. Поэтому необходимо внимательно облететь каждый выступ. Также нужно обратить внимание на наличие растительности. Желательно выбирать время года, когда растительность не имеет листьев, например, весна или осень. Пилотирование любого БПЛА требует плавных и точных движений оператора, так как каждое воздушное судно имеет свою инерцию в движении. С 2019 года ограничения на использование дронов постепенно увеличиваются. В связи с этим необходимо: 1) зарегистрировать БПЛА на портале государственных услуг; 2) согласовывать каждый полет с органом администрации территории, на которой планируется проведение полета; 3) зарегистрировать и согласовать полетное задание на сайте [spri.ivprf.ru](http://spri.ivprf.ru).

В приложении Agisoft Metashape [ГК «Геоскан»..., 2023] используется технология фотограмметрии, которая является одним из методов 3D-сканирования. Она основана на анализе фотоснимков для получения данных о размерах и поверхностях реальных объектов. На выходе фотограмметрической обработки мы получаем ряд полезных материалов: 1) 3D-поверхность; 2) карту высот; 3) ортофотоплан. Полученные данные возможно синтезировать с известными базами данных о разломах [Zelenin *at al.*, 2022].

Карты высот обрабатывать с помощью SimSGM [Гордеев, Молчанов, 2019], чтобы оперативно получать данные о напряженном состоянии.

### Первые результаты

Описание нескольких точек в разрывных зонах на стенках карьера показало явление искажения перспективы. Как показано (рис. 1), при прямом обзоре наблюдателя углы встреч сопряженных трещин могут быть зарегистрированы как  $70^\circ$  и  $110^\circ$ , но, когда наблюдатель смотрит на обнажение под углом, измеряемые параметры сразу же меняются (рис. 2).

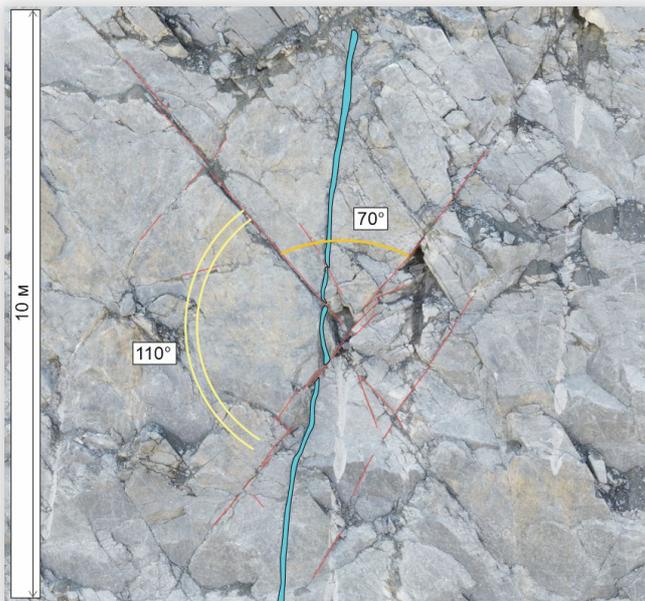


Рис. 1. Вырезка из 3D-поверхности стенки карьера, ориентирована под прямым углом ко взгляду оператора. Красными линиями – трещины; бирюзовым полигоном – кварцевая жила

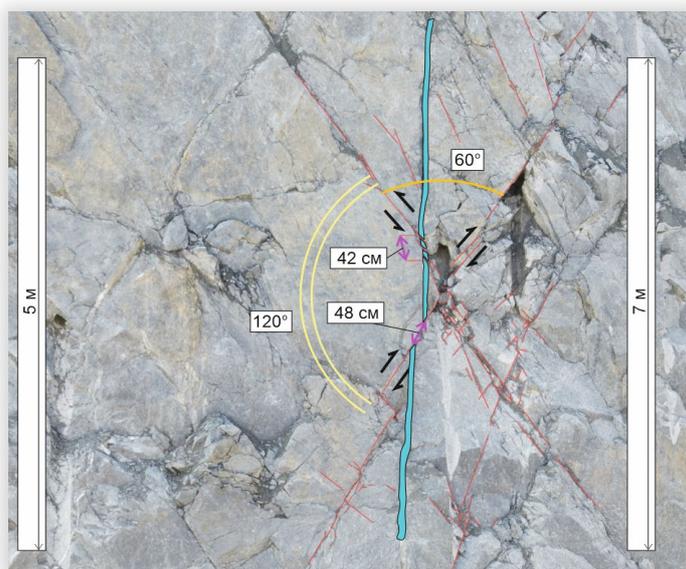


Рис. 2. Вырезка из 3D-поверхности стенки карьера, ориентирована под острым углом ко взгляду оператора. Красными линиями – трещины; бирюзовым полигоном – кварцевая жила

Примеры измерений в структурной геологии могут включать использование инструментов, таких как геологический компас, для измерения углов наклона плоскостей структур (например, крыло складки) и трещин. Эти измерения помогают понять структурные свойства горных пород и их возможные деформации. Теперь возможно расширить инструментарий технологией фотограмметрии.

#### **Выводы**

Использование небольших беспилотных летательных аппаратов предоставляет ряд возможностей:

1. Они позволяют получить неискаженные данные о параметрах геологических структур.

2. С помощью этих аппаратов можно привязать реконструкции локальных стресс-состояний к определенным точкам объекта и сопоставить их с наблюдаемыми структурами.

3. Благодаря таким летательным аппаратам можно получить точные привязанные в пространстве данные о крупных мезо-структурах, 10-ки и 100-ни метров.

4. Такие аппараты позволяют проводить парагенетический анализ с высокой точностью при различных углах обзора объектов в любое время, без необходимости выезда на место изучения.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.*

#### *ЛИТЕРАТУРА*

*Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии. Из-во: ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2021. № 18. С. 301–304. DOI: 10.31241/FNS.2021.18.056.

ГК «Геоскан». Приложение Agisoft. URL: <https://www.geoscan.ru/ru/software/agisoftgeoscan.ru>. Дата обращения: 19.11.2023.

*Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T. et al.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

## ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШИХ РАЗРЫВОВ ГОРНОГО АЛТАЯ (SimSGM)

*Гордеев Н.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

### **Введение**

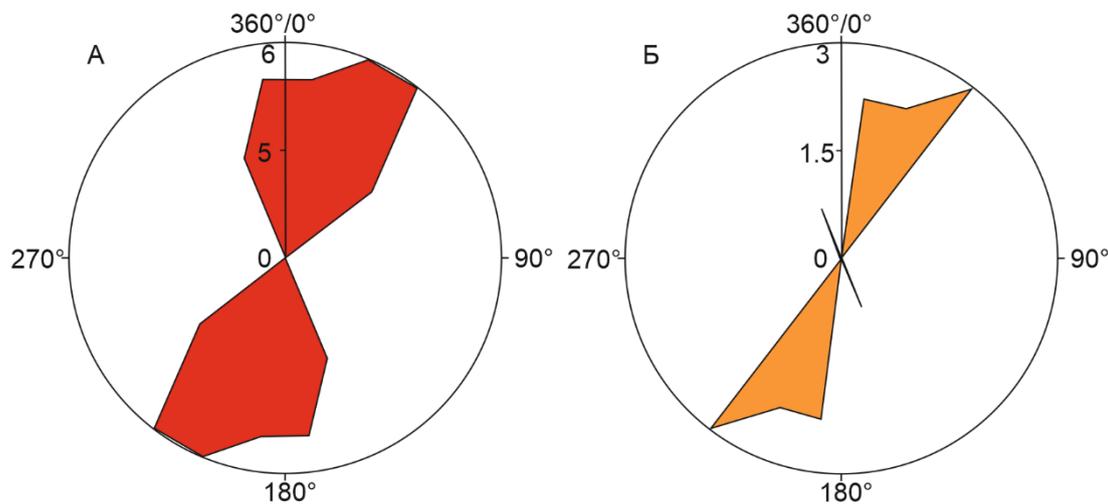
Территория Горного Алтая является горно-складчатым комплексом, в области которого происходят сейсмические события. Так в 2003 году произошло знаменитое Чуйское землетрясение. Оно привлекло внимание геологов к изучению новейшей тектоники, в том числе разрывов, вблизи которых находятся очаги сильных землетрясений и многочисленных афтершоков.

Автором проанализирована лишь малая часть Горного Алтая, это Чуйская и Курайская впадины, на которые ранее сотрудниками ИФЗ была составлена схема новейшей тектоники Горного Алтая (его юго-восточная часть), восстановлены неотектонические напряжения структурно-геоморфологическим (СГ) методом, проведены полевые исследования методом катакластического анализа разрывных нарушений, проанализирована плотность и механизмы афтершоков этого события [Маринин и др., 2022]. Также обнаружен Безымянный разлом, входящий в состав Южно-Чуйской группы разломов. В области этого разлома обнаружены, как основные события, так и афтершоки связаны с этим разломом [Маринин и др., 2022].

### **Методы и результаты**

Результаты из последней крупной работы были проверены автоматизированным структурно-геоморфологическим методом [Гордеев, Молчанов, 2019; Молчанов, Гордеев, 2021]. Программный комплекс SimSGM основан на структурно-геоморфологическом методе Л.А. Сим [1991]. Он разработан в первую очередь на изучение повсеместно развивающихся сдвигов. Метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений на основе структурно-геоморфологического подхода анализирует оперяющие трещины (или мегатрещины), связанные с их развитием в зоне сдвигов. Мегатрещины имеют прямолинейный характер и соответствуют оперяющим в зоне разрыва. Наличие триады оперяющих трещин (сопряженные сколы и отрывы) утверждают разломную природу разрывов или линеаментов. И позволяют определить оси сжатия и растяжения, направление перемещения и тип геодинамической обстановки в области разрыва. Результаты, полученные ручным методом, сравниваются с обработкой космоснимков и цифровой модели рельефа с использованием автоматизированного СГ метода. Тестирование этих методов проверяет пригодность результатов и позволяет широко применять SimSGM для изучения разрывов. Полученные реконструкции и разрывы имеют новейший возраст, так как результаты получены при анализе рельефа.

Проведенный анализ показал (*рисунок*) что реконструкции, полученные ручным способом, подтверждаются результатами, полученными автоматическим SimSGM. Финальный результат север-северо-восточного сжатия несколько более «уверенный», так как количество полученных реконструкций более чем в два раза превышает ручной способ.



**Рисунок.** Розы-диаграммы простирания осей сжатия I-го ранга: А) получены с помощью SimSGM; Б) получены при помощи ручного СГ-метода. По оси Y указано количество осей сжатия

### Выводы

Проведенное исследование также показывает, что используемые методы тектонофизического анализа программой SimSGM: 1) не уступает по качеству внимательному ручному методу; 2) количественно превосходит ручной метод; 3) сильно расширит имеющиеся базы данных о новейших напряжениях, так как количество обрабатываемого материала пропорционально увеличивается вместе с производительностью.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.*

### ЛИТЕРАТУРА

Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.

Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2021. С. 301–304.

Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А. и др. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 234 с.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

## ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

*Гордеев Н.А., Бондарь И.В.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

### **Введение**

Основная цель работы заключается в получении точной информации о распределении микронеоднородностей и осей напряжений на различных масштабах. Микроструктурный план определяет физические и деформационные свойства породы, а также условия образования минералов и фильтрационные процессы через горные породы. Результаты повышенной реконструкции напряжений могут быть использованы для создания петрофизических моделей при исследовании углеводородных (УВ) месторождений и других промышленных месторождений. Также появится возможность оценить формирование порового пространства на микроуровне.

Цель работы заключается в реконструкции и обнаружении закономерностей распределения параметров напряжений на основе микроструктурных индикаторов в зонах новейших тектонических нарушений. Авторы определили несколько основных задач:

1. Отбор и подготовка образцов горных пород для микроструктурного анализа;
2. Изначальное петрографическое описание материалов;
3. Изучение методики микроструктурного анализа шлифов;
4. Реконструкция микротектонических напряжений на основе дешифрирования фотографий ориентированных шлифов при помощи оптического микроскопа.

Для выполнения первоочередной задачи необходимо правильно выбрать образец горной породы. На обнажении выбирается наименее выветрелый участок горного массива. Затем отмечаются два параметра - горизонт (простой линией по уровню) и направление на север.

Пробоподготовка для микроструктурного анализа выполняется на ориентированном образце, который зарисовывается и фотографируется со всех сторон. Затем на нем размечается как минимум три взаимно перпендикулярные группы шлифов в каждой плоскости с тремя шлифами в каждой группе. На схеме и на каждом стекле шлифа отмечаются горизонт, направление на север и его проекция на вертикальные секущие плоскости. Далее производится первичное петрографическое и литологическое описание.

Также желательно использовать полированные шлифы без покрытия, чтобы сохранить возможность их исследования на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). С помощью СЭМ исследователь может получить информацию о химическом и минеральном составе породы, построить карту минеральных фаз и обнаружить различия в минеральном выполнении определенных микротрещин или подтвердить его отсутствие.

### **Описание метода**

Изучение микроструктуры началось в 1930-х годах с работ Б. Зандера, который разработал первую систематическую теорию микроструктурного анализа. В нашем исследовании мы собираемся изучить микротрещины в шлифах, их плотность и типы включений. По этим параметрам мы планируем определить локальные микро-стресс-

состояния в плоскости. Затем, на этапе анализа данных, мы собираемся выделить объемные распределения этих состояний в трех ортогональных плоскостях.

Для этого мы планируем использовать несколько методов:

1. Структурно-парагенетический метод [Ребецкий и др., 2017], основанный на анализе геологических стресс-индикаторов, их распределении и взаимосвязи с основными напряжениями сжатия и растяжения.

2. Структурно-геоморфологический метод [Ребецкий и др., 2017; Гордеев, Молчанов, 2019], который позволяет измерить трещиноватость в области линеамента/разрыва, что дает информацию о направлении сдвигов, основных напряжениях и условиях деформации.

Также мы планируем использовать специальную методику микроструктурного анализа (СММА) с применением геоинформационных технологий [Устинов, Петров, 2015; Ustinov et al., 2022]. Этот метод позволяет автоматически обнаруживать и оценивать геометрические и статистические характеристики трещинно-порового пространства, параметры поля напряжений и взаимосвязь между микро- и макроструктурами.

Микротрещины в горных породах могут быть пустыми или заполненными минералами, или включениями. Присутствие заполненных включений свидетельствует о процессах фильтрации флюидов в прошлом. Трещины с включениями газа, жидкости и твердой фазы образуют системы, которые являются свидетельством длительного процесса проникновения флюидов через породу [Boullier, 1999]. Эти системы известны как "планарные системы флюидных включений" и используются в структурно-геологических исследованиях [Устинов, Петров, 2014].

### Результаты

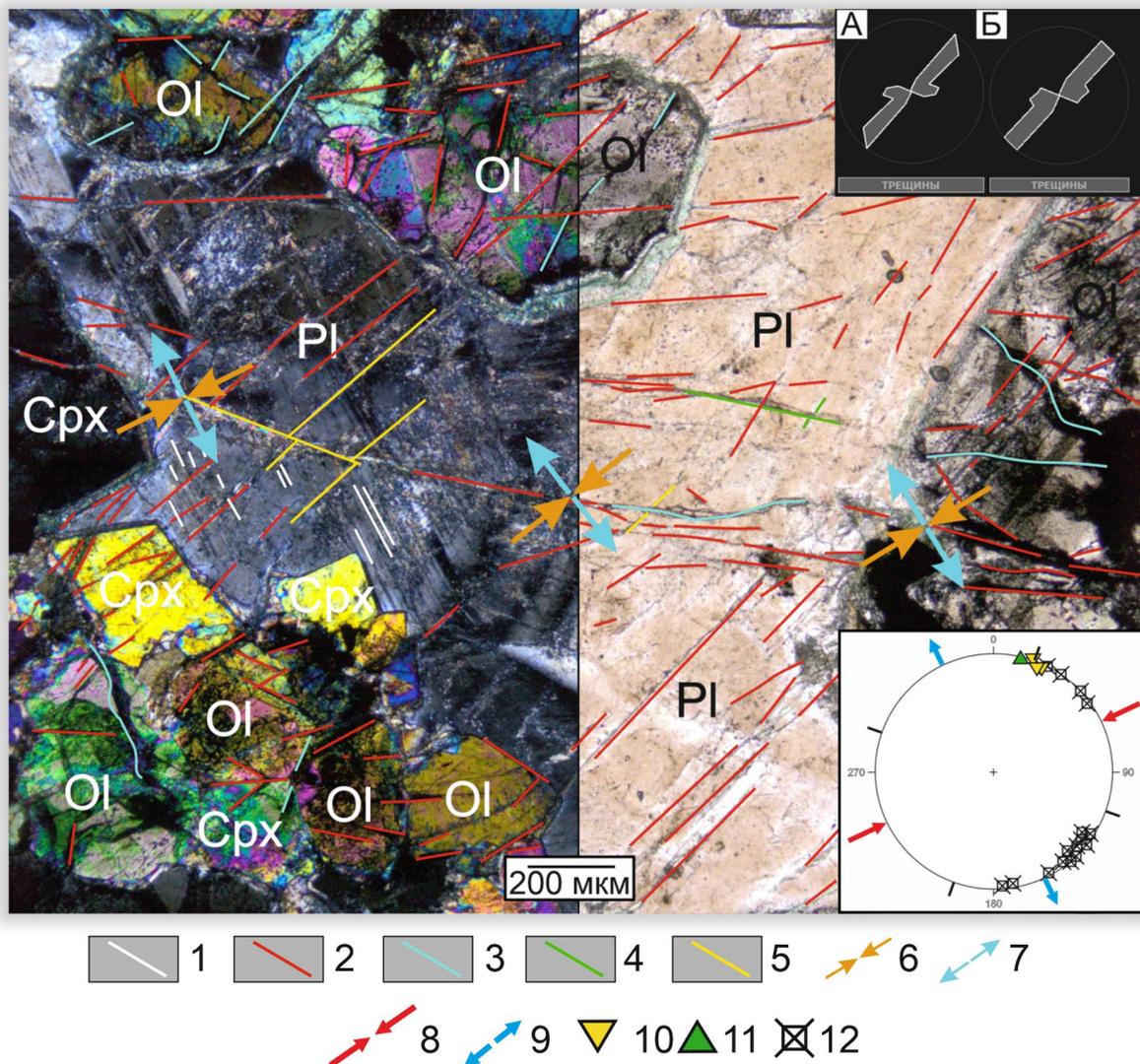
Первые образцы с Кольского полуострова были идентифицированы, как оливиновые габбро из нескольких точек приразрывных зон. Петрографическое описание показывает, что структура породы полнокристаллическая и неравномернозернистая, со средне-мелкозернистой и панидиоморфной текстурой. Кристаллы плагиоклаза имеют размер около 1 мм и образуют субидиоморфные зерна. Обнаружены микроструктурные нарушения в зернах плагиоклаза, а также трещины, залеченные в зернах оливина и плагиоклаза (*рисунок*).

Проведенное исследование также показывает, что используемые методы тектонофизической анализа указывают на наличие "северо-восточного" сжатия в исследуемом шлифе. Также обнаружена трещиноватость, которая ориентирована в северо-восточном направлении с небольшим локальным максимумом в субширотном направлении.

### Выводы

Предварительные результаты, подтвердили, что предложенный подход может быть использован в изучении напряженного состояния в массе одного образца. Это позволяет восстановить параметры общего поля напряжений в трех плоскостях в масштабе образца горной породы и определить распределение ЛМСС. На микроуровне будут оценены физико-механические свойства пород, восстановлены вариации поля напряжений-деформаций и определены наиболее вероятные маршруты миграции флюидов. Этот подход, возможно, будет использоваться для месторождений углеводородов и гидротермальных золоторудных месторождений.

Эти результаты являются важным шагом в нашем исследовании и предоставляют основу для дальнейшего анализа и интерпретации данных.



**Рисунок.** Плагиоклаз – слева при двух николях, справа при одном (увеличение  $\times 5$  Олутрис ВХ). 1 – спайность; 2 – структурные нарушения (вероятно микросколы); 3 – отрывы; 4 – правые сдвиги; 5 – левые сдвиги; 6 – ось сжатия (СГМ Сим Л.А.); 7 – ось растяжения (СГМ Сим Л.А.); 8 – ось сжатия (СПМ Расцветаева Л.М.); 9 – ось растяжения (СПМ Расцветаева Л.М.); 10 – левый сдвиг; 11 – правый сдвиг; 12 – отрывы. Pl – плагиоклаз, Ol – оливин, Cpx – клинопироксен. А – роза-диаграмма трещиноватости по количеству; Б – роза-диаграмма трещиноватости по длине (относительно снимка)

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика: Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т. 2. С. 94–108.

*Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

*Устинов С.А., Петров В.А.* Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33–46.

*Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В.* Использование планарных систем флюидных включений в структурно-геологических исследованиях гидротермальных месторождений (на примере месторождения Антей) // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 2014. № 1. С. 36–41.

*Boullier A.M.* Fluid inclusions: tectonic indicators // Journal of Structural Geology. 1999. No. 21. P. 1229–1235.

## РАЙОНИРОВАНИЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ МЕТОДОМ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА МОЩНОСТЕЙ И РАЗЛИЧИЯ В ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГАЗО- И НЕФТЕНОСНЫХ СТРУКТУР

*Загоровский Ю.А.*

*ООО «Целевой горизонт», Тюменский индустриальный университет, Россия, Тюмень*

*e-mail: [yurizagorovsky@gmail.com](mailto:yurizagorovsky@gmail.com)*

Метод корреляционных мощностей впервые был применен для картирования интенсивности постсеноманских тектонических движений территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна А.Л. Наумовым [Наумов и др., 1983]. А.Л. Наумовым с соавторами было показано наличие связи фазового состояния углеводородов в разных частях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна с постсеноманскими (постолигоценными) тектоническими движениями. Для Западной Сибири была построена карта интенсивности постсеноманских тектонических движений, на которой газовые скопления тяготеют к областям, испытавшими воздымание в постсеноманское время, нефтяные – к более унаследованным поднятиям, амплитуда тектонических движений которых в постсеноманское время была меньше.

Ранее нами были показаны результаты уточнения карты интенсивности постсеноманских движений Западной Сибири путем добавления новых данных бурения и сейсморазведки, полученных на неизученных ранее площадях [Загоровский, 2017; Загоровский, 2020]. В Западной Сибири метод «работает», получаемые карты имеют прогностический потенциал, имеющий некоторую ценность, например, для планирования геологоразведочных работ в акватории Карского моря [Наумов и др., 1984], и ныне изученной бурением довольно слабо. Четыре месторождения углеводородов, открытые в Карском море за последние девять лет, располагаются в полном соответствии с картой интенсивности постсеноманских тектонических движений, построенной по данным тридцатилетней давности [Загоровский, 2017; Загоровский, 2020]: нефтяные залежи находятся на более унаследованном поднятии, газовые – на менее унаследованных.

Новейшие тектонические движения территории Западной Сибири изучались и путем детального анализа локальных составляющих карт изопахит [Горбунов, 2020], и другими методами, не связанными с изопахитами [Мануилова, 2020; Мануилова, 2022], и в том и в другом случае отмечена связь неотектоники с размещением скоплений углеводородов с разным фазовым состоянием, причины которой связываются с миграцией углеводородов.

Ранее различные авторы также отмечали, что интенсивность новейших тектонических движений может выступать индикатором фазового состояния углеводородов не только в недрах Западной Сибири, но и в других нефтегазоносных бассейнах [Рудкевич, 1974; Шипилов и др., 2010; Загоровский, 2020]. На наш взгляд, причины преимущественной молодости газоносных структур в районах совместного расположения залежей нефти и газа в том, что молодые тектонические движения способствуют вертикальной миграции газа из глубоких интервалов разреза, находящихся под нефтяными скоплениями, к тому же, они могут способствовать сепарации газа, растворенного в накопившихся ранее нефтяных залежах. С вертикальной миграцией газа связывается характерный для Западной Сибири «наложенный» характер газоносности в поле нефтеносности [Наумов и др., 1983] - большее количество нефтяных

оторочек и залежей в преимущественно газоносных районах Западной Сибири и сравнительное небольшое количество газовых шапок в нефтеносных районах. Вертикальной миграцией газа объясняются особенности распределения нефтяных, газовых и газоконденсатных залежей в структурах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [Рудкевич, 1974].

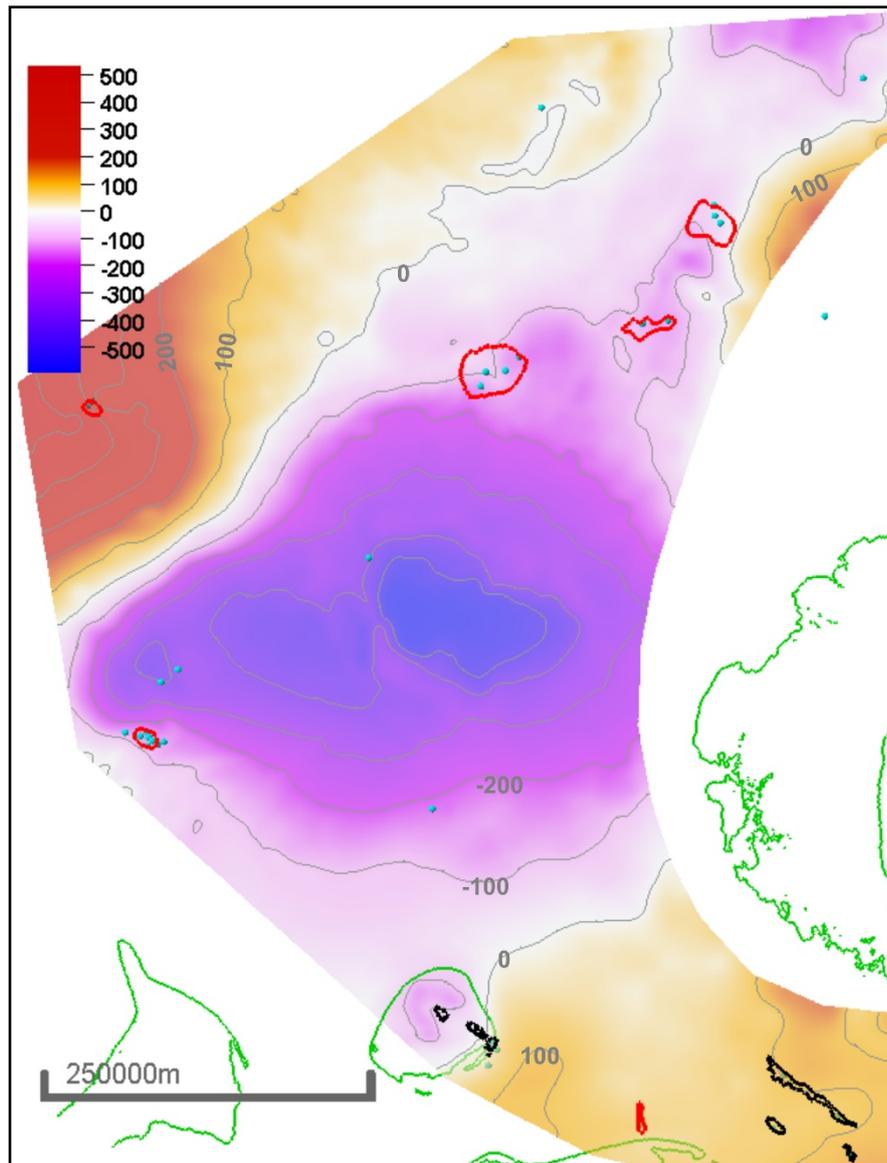
Попытки применения принципиально универсального метода А.Л. Наумова для районирования территорий по степени унаследованности тектонического развития структур на практике приводят к проблеме недостатка в коррелируемых поверхностях. В идеале, они в своем первичном залегании должны быть приближены к горизонтальным плоскостям. Последнему обычно удовлетворяют границы между региональными трансгрессивными комплексами морских глинистых отложений и залегающими ниже континентальными образованиями, ложа палеоморей.

В поисках территорий, геологическая история которых в чем-то схожа с Западной Сибирью, мы предлагаем обратить внимание на акваторию Баренцева моря, омывающего, подобно Карскому морю, горные сооружения архипелага Новой Земли. Баренцево море имеет некоторые общие черты геологического строения с Карским, которое является частью Западно-Сибирского бассейна. Оба бассейна содержат в разрезе юрские и меловые отложения, в обоих бассейнах они терригенные. В обоих бассейнах присутствуют характерные для осадочных бассейнов Северной Евразии [Маргулис, 2014] верхнеюрские толщи глин, накопившиеся в условиях относительно глубокого моря в восстановительных условиях и богатые органическим веществом, среднеюрские отложения в обоих бассейнах имеют преимущественно мелководно-морской генезис и содержат скопления углеводородов. Над поверхностью юрских отложений в обоих бассейнах присутствуют нижнемеловые клиноформы, падающие в направлении от Новой Земли. Проблема, не позволяющая использовать для Баренцева моря корреляционный анализ мощностей в «Западно-Сибирской» модификации А.Л. Наумова – отсутствие в Баренцевом море регионально развитых мощных толщ верхнемеловых глин, которые на большей части Западной Сибири залегают довольно ровным слоем, образуя необходимую корреляционную поверхность (поверхность отложений сеномана) а в Баренцевом море относительно маломощны, сильно эродированы [Шипилов, Тарасов, 1998; Крапивнер, 2007; Бородкин и др. 2020; Шипилов, Шкарубо, 2021; Сулова и др., 2021].

В разной степени эродированные меловые толщи покрыты довольно равномерным слоем терригенных осадков кайнозойского возраста, толщина которых меняется по исследуемой нами части Баренцева моря относительно слабо. Наше предложение состоит в том, чтобы для Баренцева моря в качестве второй корреляционной поверхности попробовать применить поверхность кайнозойских отложений, то есть современный рельеф. Приняв в качестве первой корреляционной поверхности, как и в случае с Западной Сибирью, поверхность юрских глинистых толщ, мы построили график зависимости абсолютной отметки поверхности юры от поверхности современного рельефа (рис. 1). Можно заметить, что точки газоносных и нефтеносных структур на нем разбросаны. Почти все точки скважин, давших газ (Штокмановское, Мурманское, Лудловское, Ледовое месторождения), вошли в состав линейно вытянутого облака, скважины месторождений с залежами нефти (Долгинское и Приразломное нефтяные, Северо-Гуляевское нефтегазоконденсатное, Песчаноозерское газонефтяное) сконцентрировались вблизи пересечения осей, ближе к оси ординат. Точки скважин, не давших притока, в основном расположились ближе к оси абсцисс. Есть несколько точек, не укладывающихся в описанную систему. Это точка Поморского



тех областей, где кайнозойская эрозия была сильнее и газ не смог аккумулироваться в значительном количестве. Скорее всего, формирование газовых залежей путем миграции газа из глубоких горизонтов осадочного чехла в юрские и меловые резервуары продолжается до сих пор. По нашему мнению, на это указывают признаки вертикальной миграции газа – наличие anomalно высокого пластового давления в продуктивных триасовых отложениях и характерные аномалии типа «яркое пятно» на сейсмических временных разрезах в интервале меловых отложений, аномалии типа gas chimney.



*Рис. 2. Карта значений отклонения фактических отметок рельефа от рассчитанных по тренду, изображенному на рисунке 1 (показаны точки пробуренных скважин и линия берега (зеленая), преимущественно газоносные (красные) и преимущественно нефтеносные (черные) структуры)*

Полагаем, что метод корреляционного анализа мощностей в той или иной степени применим для районирования различных осадочных бассейнов (либо их частей) по степени унаследованности тектонического развития структур, которая часто связана с фазовым состоянием углеводородов в недрах.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Бородкин В.Н., Смирнов О.А., Курчиков А.Р.* и др. Характеристика геологического строения, оценка перспектив нефтегазоносности акватории Баренцева моря на базе современной сейсморазведки 2D, 3D. Тюмень: ТИУ, 2020. 249 с.

*Горбунов П.А.* Прогнозирование зон нефтегазоносности северных и арктических районов Западной Сибири на основе палеотектонических критериев. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 2020. 22 с.

*Загоровский Ю.А.* Интенсивность новейших тектонических движений как индикатор фазового состояния углеводородов в разных частях нефтегазоносных бассейнов // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики*. Т. 1. Мат-лы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 233-237.

*Загоровский Ю.А.* Роль флюидодинамических процессов в образовании и размещении залежей углеводородов на севере Западной Сибири. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 2017. 23 с.

*Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // *Геотектоника*. 2007. № 2. С. 73–89.

*Мануилова Е.А.* Новейшая тектоника и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики*. Мат-лы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 72-75.

*Мануилова Е.А.* Новейшие структуры Западно-Сибирской плиты и их связь с нефтегазоносностью. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2022. 26 с.

*Маргулис Е.А.* История формирования осадочного чехла Баренцево-Карского региона // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2014. №4.

*Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П.* К вопросу о нефтегазоносности акватории Карского моря // *Тезисы докладов областной научно-практической конференции: проблемы освоения шельфов арктического моря*. Мурманск, 1984.

*Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П.* и др. Региональные тектонические перестройки и газоносность Западной Сибири // *Геотектоника*. 1983. № 5. С. 67–73.

*Рудкевич М.Я.* Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М.: Недра, 1974. 184 с.

*Сулова А.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В.* и др. Структурные перестройки восточного сектора Баренцева моря на мезо-кайнозойском этапе его развития и их влияние на перспективы нефтегазоносности // *Георесурсы*. 2021. Т. 23. № 1. С. 78–84.

*Шипилов Э.В., Волож Ю.А., Антипов М.П.* и др. Основные этапы тектоно-геодинамических преобразований в фанерозое Баренцево-Карского региона и его нефтегазоносность // *Разведка и охрана недр*. 2010. № 2. С. 8–12.

*Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.

*Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.* Тектоника Баренцевоморской континентальной окраины // *Система Баренцева моря / под ред. Акад. А.П. Лисицына*, М.: ГЕОС. 2021. С. 11–25.

## ИСТОЧНИК ПРЕСНОЙ ВОДЫ НА ТЕРРИТОРИИ АЗИАТСКОГО БОСПОРА

*Мануилова Е.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

При изучении сочинений древних авторов (в частности, «Географии» Страбона (Strab. XI. 2. 1-11)) стало известно, что Азиатский Боспор (земли к востоку от Керченского пролива) являлся архипелагом островов, разделенных морскими проливами или речными рукавами. В настоящее время это в основном территория Таманского полуострова. На рубеже VII-VI вв. до н.э., в ходе Великой греческой колонизации, на берега архипелага прибыли первые греческие переселенцы из городов Средиземноморья и Малой Азии и основали здесь свои поселения [Гарбузов, Завойкин, 2011]. Многочисленность основанных ими поселений подразумевает наличие достаточного количества источников пресной воды. Однако, в настоящее время на космических снимках видно, что даже около главных городов Азиатского Боспора (Фанагория, Гермонасса и др.) отсутствуют постоянные водотоки. Таким образом, целью исследования является локализация контура древней гидросети на территории Таманского полуострова.

В работе под термином «гидросеть» подразумеваются древние и современные тальвеги водотоков и проливов, «водоток» — различные генетические типы (долины, балки, промоины и т.д.) современных и древних флювиальных форм рельефа.

В ходе работы применяли спутниковые снимки Corona, SPOT и Landsat (с 1960-х гг. по настоящее время), материалы аэрофотосъемки периода Второй Мировой войны, топографические карты различного масштаба, цифровую модель рельефа, построенную по радарным данным SRTM с разрешением 30 м. Помимо этого, использовали космические снимки с онлайн сервиса «Landsat Explorer» с фильтром «Agriculture», где синие и темно-синие тона соответствуют обводненным участкам почв.

Для локализации гидросети Таманского полуострова проведено визуальное дешифрирование имеющихся данных дистанционного зондирования (ДДЗ) с учетом морфологических и топографических особенностей региона. Дешифровочными признаками современных водотоков являются: затемнение тона изображения относительно общего фона на космических изображениях и материалах аэрофотосъемки; неправильная, линейно-извилистая или древовидная форма контуров, выраженная также и на топографических картах в виде понижения в рельефе; достижение водотоками местного базиса эрозии; наличие растительности на склонах и дне (для балок). Основным дешифровочным признаком при локализации палеоводотоков на космо- и аэрофотоснимках является изменение цвета изображения на более темные тона относительно фона на освоенных участках территории (распаханные поля, постройки и т.д.). Изменение фототона в этом случае объясняется особенностями разреза водотоков, который представлен легко проницаемыми породами-коллекторами грунтовых вод (галечниками, песками, супесями). Вода, скопившаяся в этих горизонтах, перекрытых проницаемыми породами, поднимается к поверхности за счет капиллярных сил, в результате чего участки почв, перекрывающих древние водотоки, имеют более темный тон на изображении. Таким образом, обводненные участки почв, особенно после интенсивных осадков, соответствуют контурам древних водотоков [Петрусевич, 1961].

Также для древних водотоков характерна линейная, иногда древовидная структура линий, которая местами выражена на топографических картах в виде понижения в рельефе. Контурные древних водотоков обычно не доходят до современного местного базиса эрозии - они либо резко обрываются, либо переходят в современные водотоки.

Для построения карт локализации, выделенных водотоков в работе использована статистическая обработка полученных данных в ПО ArcGIS. Для корректного расчета плотности разных типов водотоков построена сетка с размером ячейки 300x300 м, который выбран с учетом средней длины всех водотоков. Для каждой ячейки рассчитан коэффициент плотности водотоков по формуле:

$$K = \frac{\sum l_{с,у,д}}{S}, \quad (1)$$

где  $l_{с,у,д}$  — суммарная длина в каждой ячейке современных (с), унаследованных (у) и древних водотоков (д) в метрах; S — площадь ячейки (м<sup>2</sup>).

На основе полученного коэффициента, проводится построение карт локализации водотоков. Интерполяция значений по площади осуществляется методом «Естественная окрестность». Дальнейшая разбивка на классы проводится методом квантилей, отражающего статистическое распределение параметра.

Для верификации результатов камеральных наблюдений летом 2022 г. выполнены полевые геоморфологические исследования: изучены геоморфологические особенности водотоков Фанагорийской гряды, береговой зоны и лиманов северо-западной и южной части Таманского залива, участков предполагаемых древних проливов «Субботин ерик» и «Шимарданский рукав».

Комплексный анализ ДДЗ и топографии, а также результаты геоморфологических наблюдений позволили составить схемы современной и древней гидросети Таманского полуострова.

Современные водотоки представлены двумя типами - постоянным и временным. К постоянным водотокам относятся реки, расположенные в восточной части региона — р. Кубань, р. Гостагайка и менее крупные, берущие свое начало в Кавказских горах. Временные водотоки представлены следующими генетическими типами: эрозионные борозды, промоины, балки и «висячие» долины (долины, устья которых в настоящее время расположены выше современного базиса эрозии). Эти флювиальные формы рельефа сформировались в основном за счет дождевого питания, выхода грунтовых вод на поверхность и таяния сезонных снегов.

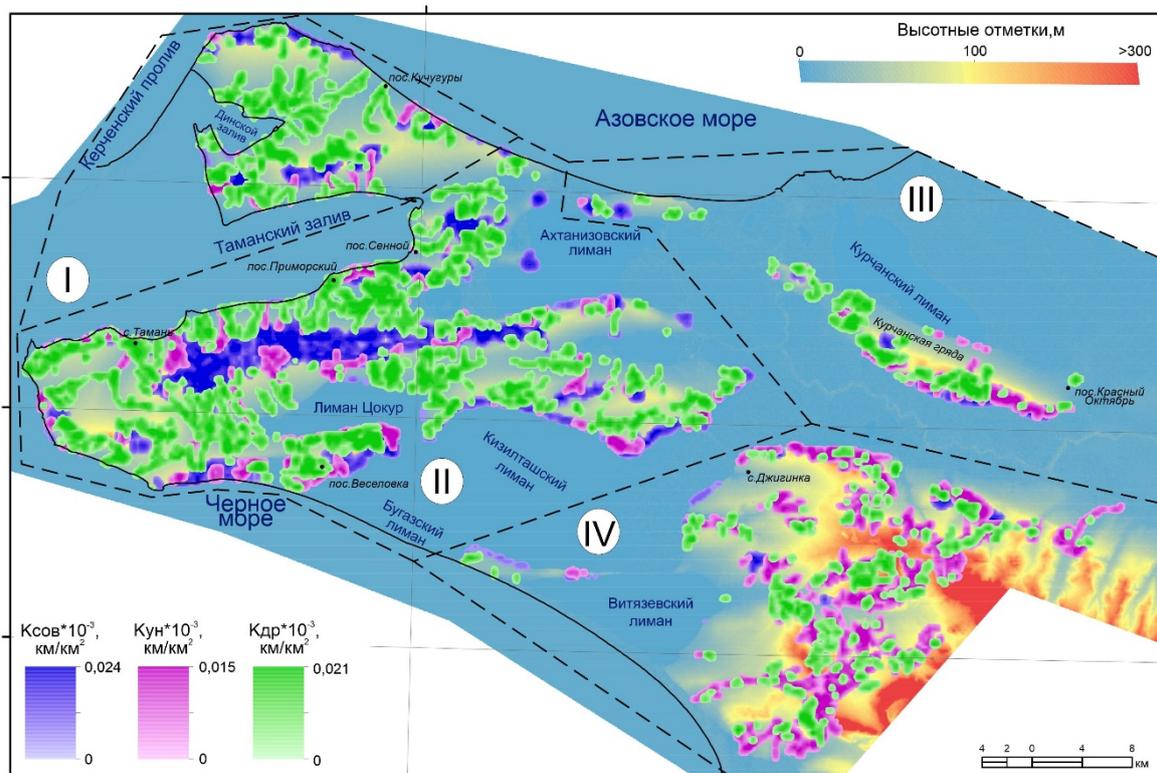
На схеме палеогидросети Таманского полуострова показаны древние водотоки, не выраженные в современном рельефе в результате антропогенной деятельности, а также современные водотоки (балки и «висячие» долины), развивающиеся по древним долинам, то есть унаследованные. К древним флювиальным формам рельефа мы относим тальвеги постоянных и временных водных потоков. Их формирование, вероятно, происходило в условиях более влажного климата [Болыховская, 2002; Bolikhovskaya at al., 2018], чем образование современных водотоков.

Наибольший интерес вызывают два объекта: «Субботин ерик» — «северный пролив» и «Шимарданский рукав» — «южный пролив». В рельефе эти объекты проявлены в виде понижений, а их генезис стал темой продолжительной научной дискуссии [Гарбузов, 2016]. Аномальные дождевые осадки, выпавшие на Таманский полуостров в августе 2021 г., резко и на достаточно долгое время повысили уровень грунтовых вод, благодаря чему появилась возможность зафиксировать некоторые особенности этих объектов. На космических снимках с онлайн сервиса «Landsat Explorer» с фильтром «Agriculture» от 25 августа 2021 г. отчетливо прослеживается

граница обводненности для этих участков. Также геоморфологические наблюдения лета 2022 г. позволили зафиксировать воду и сильно увлажненные участки почв, в пределах выявленных областей, что подтверждает постоянную обводненность этих зон [Manuilova et al., 2023].

В результате проведенных геоморфологических исследований определены точки, бурение серии скважин в которых позволит сделать окончательные выводы о существовании «Субботина ерика» и «Шимарданского рукава» в историческое время.

При анализе карт локализации современных, древних и унаследованных водотоков на территории Таманского полуострова удалось вы делить четыре области, отличающиеся густотой современных и древних (с учетом унаследованных) водотоков, их распределением и направлением стока (рис. 1).



**Рис. 1.** Карта областей (I–IV), отличающихся густотой древних (зеленые оттенки), современных (синие оттенки) и унаследованных (фиолетовые оттенки) водотоков, их распределением и направлением стока

Первая область (рис. 1, I) расположена в северо-северо-западной части полуострова. Здесь древние водотоки равномерно распределены по площади, а их густота значительно преобладает над современными. Направление стока древних водотоков в основном направлено к Динскому заливу, а современных — к Таманскому заливу. Возможно, это свидетельствует о тектонической перестройке в этой части полуострова.

Вторая область (рис. 1, II) — западно-центральная, где наибольшая концентрация современных водотоков приурочена к склонам холмистых гряд и грязевым вулканам, что указывает на современную тектоническую активность этих

участков. Древние водотоки, в том числе и унаследованные, равномерно распределены по этой территории, начинают свое развитие в основном у подножий холмистых гряд и расположены на более пологих участках. Направление стока для древних и современных водотоков сонаправлено. Это свидетельствует о том, что в этой области направление стока в течение последних 2500 лет существенно не изменилось.

*Третья область (рис. 1, III)* расположена на севере и северо-востоке полуострова. Здесь развиты в основном древние и унаследованные водотоки, среди которых преобладают «висячие» долины. Водотоки располагаются в основном на южном и юго-западном склоне Курчанской гряды, на правом берегу р. Кубань.

Левый берег р. Кубань относится к *четвертой (юго-восточной) области (рис. 1, IV)*, здесь также присутствуют «висячие» долины, что может свидетельствовать об одновременном тектоническом поднятии блоков с долинами этого типа. В целом в пределах четвертой области в основном развиты унаследованные водотоки (балки и «висячие» долины). Направление стока современных и древних водотоков, расположенных в пределах двух последних областей в районе долины р. Кубань встречное, а на остальной территории направлено в сторону местного базиса эрозии.

При сопоставлении карты палеогидросети с картой плотности поселений второй половины VI в. до н.э. — первой четверти V в. до н.э. отмечается их корреляция (рис. 2). К участкам с высокой плотностью поселений (более 0,05 поселений на км<sup>2</sup>) приурочен максимум древних водотоков. Они могли служить источником пресной воды для этих поселений.

Таким образом, в результате проведенного визуального дешифрирования ДДЗ с учетом топографии рельефа и геоморфологических наблюдений впервые локализована сеть древних водотоков и составлена схема их расположения. Также на Таманском полуострове выделены четыре области, различающиеся густотой современных и древних водотоков, распределением и направлением их стока. Установлено, что в границах первой (северо-северо-западной) области в последние 2500 лет изменилось направление стока – древние водотоки направлены в сторону Динского залива, а современные тяготеют к Таманскому заливу. В работе показано, что территории с высокой плотностью поселений второй половины VI в. до н.э. – первой четверти V в. до н.э. приурочены к участкам с высокой плотностью поселений и могли служить источником пресной воды для них.

*Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 22-27-00591.*

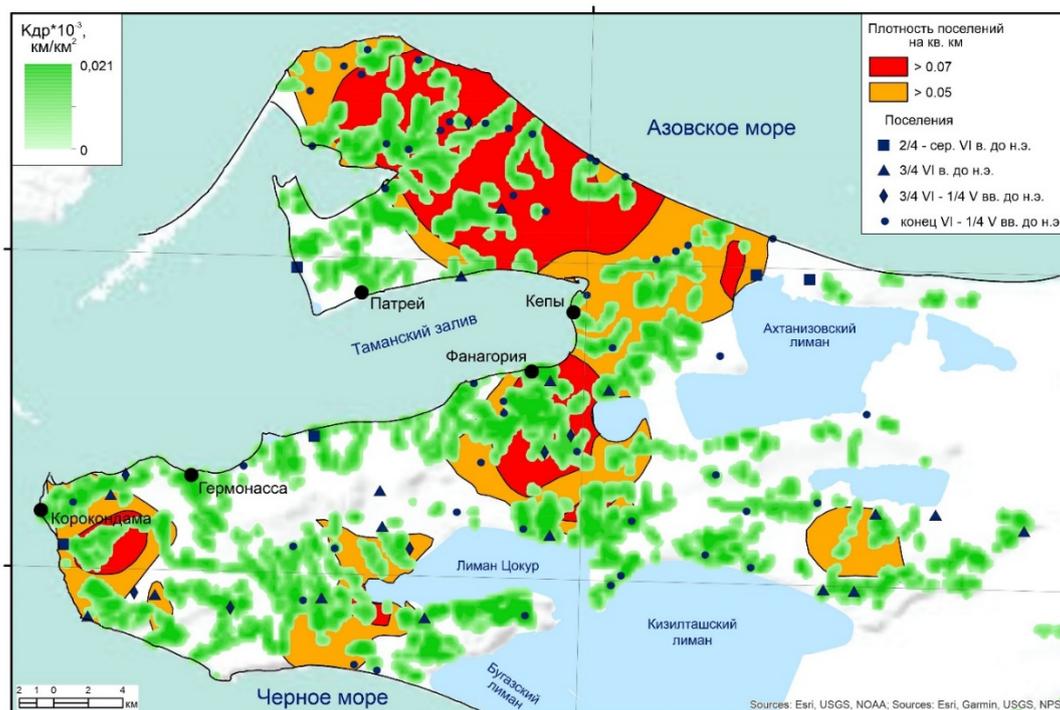


Рис. 2. Карта плотности поселений второй половины VI в. до н.э. – первой четверти V в. до н.э. по Я. М. Паромову с показанными на ней участками древних (зеленые оттенки) водотоков

#### ЛИТЕРАТУРА

Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д. и др. Изменения ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6000 лет // Проблемы истории, филологии, культуры. 2002. № 12. С. 257–271.

Гарбузов Г.П. «Страбон» рукав Кубани и хора Фанагории // Фанагория. Результаты археологических исследований. Материалы по археологии и истории Фанагории. М.: ИА РАН. 2016. Т. 4. С. 34–45.

Гарбузов Г. П., Завойкин А. А. Освоение греками земель Таманского полуострова в последней четверти VI — первой половине V в. до нашей эры. // Античный мир и археология. 2011. Вып. 15. С. 194–222.

Петрусевич М.Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. Изд-во: Главное управление геодезии и картографии Мин. геологии и охраны недр СССР. 1961. 407 с.

Bolikhovskaya N.S., Porotov V., Faustov S.S. et al. Detailed reconstructions of holocene climate and environmental changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the black sea // Quaternary International. 2018. V. 465. Part A. P. 22–36.

Manuilova E.A., Khotylev O.V., Olkhovskiy S.V. The Ancient Hydrographic Network of the Taman Peninsula, According to Earth Remote Sensing Data and Geomorphologic Research // Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy. 2023. P. 12-22.

## СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КАК ФАКТОРЫ УПРОЧНЕНИЯ И ОСЛАБЛЕНИЯ В ЗОНЕ СЕЙСМОГЕННОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ

*Матвеев М.А., Морозов Ю.А., Смутьская А.И.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: [matveevmaksim93@mail.ru](mailto:matveevmaksim93@mail.ru)*

Структурно-вещественные преобразования в зонах локализованных деформаций, обычно происходящих в земной коре в геомеханических обстановках сдвига, можно рассматривать не только как пример быстротечных минерально-текстурных преобразований горных пород, но и как результат действия трибохимических процессов при динамической подвижке, которая преобразует геоматериал, влияя на изменение химического потенциала, энергетическое состояние, возможность диффузии и перераспределение вещества. Все эти процессы, в свою очередь, могли влиять на проявление механической неустойчивости в разломе, на динамику подвижки, потерю прочности и упрочнение разломных тектонитов, что и определяет сейсмический процесс.

С целью оценить влияние структурно-вещественных преобразований пород на факторы упрочнения и ослабления в зоне сейсмогенной динамической подвижки, нами были изучены породы, возникшие и эволюционирующие в условиях повышенных параметров давления, температур, нормальных и касательных напряжений, скоростей деформаций и флюидного режима [Lin, 2008], такие как разломные зеркала скольжения (ЗС), глинки трения (ГТ), псевдотахилиты (ПСТ) и углерод-содержащие разломные тектониты, возникшие на разных глубинах при сейсмических скоростях динамической подвижки (порядка 1-5 м/сек).

Объектами изучения были ГТ и ЗС: в суглинках из разреза глинисто-углистых толщ юрского возраста (Тянь-Шань); в литифицированных аркозовых песчаниках рифея (Кольский полуостров); в шунгитах палеопротерозоя (Южная Карелия).

*Зеркала скольжения в суглинках юрского возраста.* Установлено, что исходная суглинистая порода содержит каолинитовую ассоциацию с примесью смектита и неупорядоченной смешаннослойной фазы, типа иллит-смектит с соотношением пакетов слюды и смектита 40:60, соответствующим условиям раннего диагенеза ( $T < 100$  °C) [Frey, Robinson, 1999]. С помощью рентгенофазового анализа было обнаружено, что в пленке ЗС количество смектита увеличивается с 9 до 11%. Количество смешаннослойной фазы возрастает с 7 до 11%, а смектитовых пакетов в ней до 70% при заметном уменьшении доли каолинита.

Расчет объемного эффекта реакции показал увеличение объема минимум на 18%, что может быть результатом «разбухания» смектитов в пленке за счет выжимания воды из исходной глины в зону ЗС и повышенной гидратации пленки. Это могло отразиться на ослаблении самого разлома, так как увеличение водонасыщенности в глинистом материале на 10% приводит к снижению модуля сдвига на 13.8% [Khrunina, Cheban, 2015].

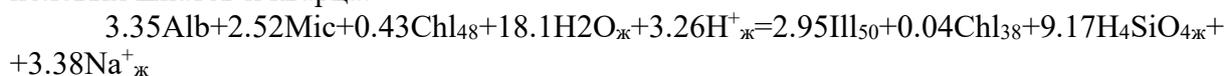
Эксперименты показывают [Wibberley, 2002; Wibberley, Shimamoto, 2003], что при обводненности ГТ флюид не уходит в сопряженные зоны повышенной трещиноватости, а под воздействием сдвиговой нагрузки его давление повышается, снимая часть нормальных напряжений, уменьшая трение на поверхности сместителя и облегчая

подвижку. Кроме того, увеличение в пленке ЗС содержания смектитового комплекса с соответствующим насыщением пленки водной компонентой должно усиливать эту тенденцию сдвигового ослабления, так как увеличение водонасыщенности в глинистом материале на 10% приводит к снижению модуля сдвига на 13.8% [Khrunina, Cheban, 2015].

Другим немаловажным следствием обводнения ГТ в пленке ЗС может быть прочностное ослабление тела разлома за счет термального расширения водной фазы в смектите при ее фрикционном разогреве, что также приводит к уменьшению сцепления на соприкасающихся поверхностях проскальзывания и падению эффективного стресса. Исходя из известных диапазонов устойчивости диоктаэдрических смектитов и смектитовой компоненты смешаннослойных фаз, температурный фон преобразований в ЗС определен в интервале 120-150°C, что позволяет допускать возможность термального расширения флюида в ГТ и частичного снятия нормальных напряжений с облегчением скольжения по разлому [Rice, 2006].

Вместе с тем имеются результаты экспериментальных исследований по гидратированным ГТ [Ikari et al., 2007], свидетельствующие о том, что повышенная гидратация пленки ЗС, первоначально ослабляющая разломную прочность, при достижении критических соотношений водонасыщения, температуры и доли глинистой (смектитовой) компоненты может приводить, наоборот, к динамическому упрочнению разлома [Ikari et al., 2007]. Кроме того, одновременно фиксируются процессы, приводящие как к уплотнению материала, так и к его разуплотнению за счет увеличения доли смектита. Это может влиять на неустойчивость релаксации напряжений в разломе и на изменение динамики подвижки.

*Исследование зеркала скольжения в аркозовом песчанике.* Рифейские песчаники прошли глубокую стадию литификации и претерпели диагенетические изменения, не превышающие уровня анхиметаморфизма (< 200°C). В зонах подвижки массивная матрица песчаника с псаммитовой структурой была преобразована в тонко-листоватые ГТ с ЗС, с радикальными изменениями химического и минерально-фазового состава. Установлено, что в пленке ЗС полностью отсутствуют кварц, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, но существенно возрастает концентрация глинистых минералов и анатаза. При этом выявлено синдеформационное проявление процессов гидролиза полевых шпатов и кварца:



Эта реакция требует расхода энергии  $\Delta G = +1147$  кДж. Кварц в ходе реакции преобразуется в ортокремниевую кислоту:  $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} = \text{H}_4\text{SiO}_{4\text{ж}}$ , которая переходит в раствор и выносится в трещины, опережающие зону подвижки.

В глинистой фракции ЗС исчезают смектиты, составлявшие до 2% объема и заметно снижается доля смектита в смешаннослойной фазе (до 5%); за счет смектита, каолинита и частично хлорита образуется иллит – преобладающий элемент ГТ. Замена каркасных силикатов на слоистые приводит к значительному падению величины модуля сдвига в разломной зоне, что может являться определяющим фактом в объяснении механизма потери прочности породы в ходе развития сейсмогенной подвижки. Кроме того, переход кварца в растворимую форму – ортокремниевую кислоту мог приводить к формированию в ЗС гелевых кремнеземных пленок, заметно уменьшая коэффициент трения разломной матрицы. Однако замещение смектита и каолинита относительно маловодным иллитом приводит к ослаблению этой тенденции за счет разницы в коэффициентах трения между смектитом и иллитом ( $m = 0.15-0.32$  и  $0.42-0.68$ ,

соответственно). Также важно, что иллит переходит к поведению скоростного упрочнения при гораздо более низких значениях нормального стресса, чем смектит.

*Шунгиты палеопротерозоя.* Образцы шунгита, содержащие ЗС, были отобраны из толщ заонежской свиты нижнего протерозоя в пределах Онежского синклиория (Южная Карелия). Считается, что уровень преобразования шунгитоносных пород находится в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма до 350 °С, а изменение шунгитового вещества в них достигает метаантрацитовый стадии углеликации [Филиппов, 2002]. Минеральный состав шунгитов, помимо самого шунгитового вещества, представленного аморфной разновидностью углерода, обычно содержат кварц, калиевый полевой шпат, чешуйчатые силикаты (хлорит, мусковит, эпидот, биотит), пирит и некоторое количество акцессорных минералов (халькопирит, сфалерит, галенит, рутил, апатит, циркон, кальцит).

Методами микронзондового анализа и рамановской спектроскопии было выявлено существенное изменение состава субстрата в пленке ЗС с выносом легко растворимых и быстро разрушаемых минеральных фаз (кварц, полевые шпаты), а также значительное увеличение концентрации углеродного вещества, которое в ходе подвижки переходит в высокоплотную модификацию стекло-углерода. Установлено, что реакция перехода углерода из исходного аморфного состояния в стеклоуглерод развивалась при температурах 1450–1650 °С [Морозов и др., 2018]. Предположительно, эти температуры достигались за счет фрикционного разогрева. На основе литературных данных по экспериментальному изучению петрофизических свойств стеклоуглерода есть вероятность существенного уменьшения его прочностных свойств в названном температурном диапазоне, в результате чего в зоне подвижки могли возникать условия механической неустойчивости, ослабления и облегченной подвижки.

*Углерод-содержащие разломные тектониты.* Были изучены углерод-содержащие разломные тектониты в карбонатных и сопряженных с ними терригенных толщах девонского возраста хребта Султан-Уиздаг (С-3 Узбекистан, Каракалпакия), где, как считается, герцинские субмеридиональные структуры Урала сочленяются с субширотными зонами Тянь-Шаня. Там в терригенно-вулканогенно-осадочном разрезе, претерпевшем интенсивные складчатые деформации и неоднородный метаморфизм от самых низов зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитового уровня, значительную долю составляют первично осадочные карбонатные породы, представленные преимущественно полнокристаллическими массивными или полосчато-текстурированными мраморами. Поля мраморов сопряжены со слюдястыми сланцами. Общим для всех этих разностей пород является то, что они в отдельных линейных зонах разрывного происхождения или на тектонических контактах мраморных тел заметно чернеют за счет появления в матрице обильного дисперсного углеродного материала (УМ).

Был установлен антибатный характер взаимосвязанных изменений содержания кальцита и УМ в объемах пород разломных зон на фоне дислокационных воздействий на субстрат. На начальной стадии термомеханического разложения карбоната в условиях сдвиговой нагрузки в ходе реакции формируется известь СаО, появление которой в системе приводит к ослаблению разломной зоны за счет намного меньшего ее коэффициента статического трения по сравнению с кристаллическим карбонатным материалом, количество которого, как показывают эксперименты, продолжает уменьшаться по мере роста скорости смещения [Han et al., 2007; De Paola et al., 2011]. Последующее появление в системе аморфного углерода увеличивает коэффициент трения и замедляет движение. Однако, структурная перестройка по мере смещения

аморфного углерода сначала в графитизированный углерод, а затем в графит, являющийся идеальным лубрикантом (его коэффициент стационарного трения практически такой же, как у монтмориллонита  $\sim 0.1$ ), вновь создает условия для ослабления поверхности разлома. Известно, что фрикционная прочность графит-содержащих ГТ уменьшается практически до уровня чистого графита при достижении его содержания в динамической системе от 10 до 30 массовых процентов, что создает эффект ослабления разлома, сопоставимый с глинистыми минералами [Oohashi, 2014; Kuo et al., 2014].

Другим ослабляющим разлом фактором является обильное выделение газовой компоненты реакций декарбонатизации: выделение  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{O}_2$  в ходе процесса может быть критично для изменения динамики подвижки, так как в условиях слабой проницаемости ГТ флюидные включения могут оказаться запертыми в ядре разлома, что при фрикционном разогреве приводит к их расширению, частичному снятию за этот счет нормальных напряжений и к облегчению подвижки [Sulem, Famin, 2009].

*Псевдотахилиты.* ПСТ в зонально метаморфизованном метатерригенном ладожском комплексе палеопротерозоя Балтийского щита (Северное Приладожье) [Матвеев и др., 2022] были выявлены в слюдистых сланцах и плагиогнейсах всех метаморфических зон Приладожья от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

Оптическая микроскопия показала элементы симметричной или асимметричной зональности внутри ПСТ прожилков, что может быть связано с обогащением прибортовых участков нерасплавленным кластическим материалом и/или разным характером структурирования ПСТ-субстрата, что является очевидным признаком мультистадийного поступления расплава в плоскость подвижки, последовательные порции которого, различаясь по составу или структуре матрицы, либо дискордантно срезают друг друга, либо более поздние рассредоточено “разъедают” предшествующий стекловатый субстрат. Ранее раскристаллизованный расплав оказывается хрупко взломанным и его фрагменты присутствуют в более молодой порции в виде разрозненных литокластических обломков. Инъекция расплава происходит всего за 1–5 с во время проявления косейсмической подвижки [Di Toro, Pennacchioni, 2004] и заживления (спайка) поверхности сместителя переохлажденным стеклом, тем самым за короткое время восстанавливается прочность разлома. В нашем случае присутствие кластических фрагментов ранних ПСТ в более поздних порциях расплава, с близким составом микролитов, свидетельствует об одной и той же или близкой глубине повторения сейсмических событий, разделенных периодами залечивания.

Также как показывают наши макро- и микроструктурные наблюдения, участки стекловатой матрицы в зоне подвижки, как правило, имеют ограниченные размеры и образуют как бы “расплавные пятна”, чередующиеся по простиранию плоскости сместителя с участками чисто катакластической матрицы без признаков подплавления. Так, в одном из образцов в нескольких сопряженных ветвях разрывной зоны “расплавные пятна” достигали размеров 1–1.5 м и постепенно переходили во флюидизированные микрокатаклазиты (ГТ), слагающие сопоставимые по протяженности отрезки разрыва.

При помощи программы Conflow 1.0.5 [Mastin, 2011] была оценена вязкость расплава ПСТ [Матвеев и др., 2022]. Выявлено, что величина вязкости в значительной степени зависит от соотношения в протолите тугоплавких (каркасные силикаты) и легкоплавких (слоистые силикаты) минеральных фаз, а также опосредованно определяется петрохимическим составом исходной породы: снижение вязкости расплава

коррелируется с уменьшением в протолите содержания оксида кремния. Эта же тенденция заметно усиливается с повышением температуры окружающей среды и литостатического давления. В противоположность этому, отмечено повышение вязкости расплава с ростом в нем доли нерасплавленной литокластической фракции. Также было установлено, что ввиду избирательности плавления и повышенной тугоплавкости плагиоклаза и кварца в рассмотренных породах исходного метааркозового состава возрастает основность расплава в сравнении с составом протолита.

Можно ожидать, что дискретность построения зоны нарушения, вариации вязкости расплава в зависимости от состава протолита, а также ожидаемые объемные эффекты при переходе рыхлой диспергированной матрицы в расплав должны были серьезным образом повлиять на неустойчивость сейсмогенной подвижки в целом.

Рассмотренные выше примеры разломных тектонитов позволили охарактеризовать влияние структурно-вещественных преобразований пород на упрочнения и ослабления в зоне сейсмогенной динамической подвижки.

*Работа выполнена в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН по Гранту РФФ № 27-22-000445.*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Матвеев М.А., Смутьская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотачилитов Приладожья) // *Физика Земли*. 2022. № 6. С. 1–28.

*Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л.* и др. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // *Физика Земли*. 2018. № 1. С. 3–25.

*Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2002. 281 с.

*De Paola N., Chiodini G., Hirose T.* et al. The geochemical signature caused by earthquake propagation in carbonate-hosted faults // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 310 (3–4). P. 225–232.

*Di Toro G., Pennacchioni G.* Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylytes within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps) // *J. Structural Geology*. 2004. V. 26. No. 10. P. 1783–1801.

*Fray M., Robinson D.* Low-grade metamorphism // *Blackwell Science Ltd. Oxford*, 1999. 313 p.

*Han R., Shimamoto T., Hirose T.* et al. Ultralow friction of carbonate faults caused by thermal decomposition // *Science*. 2007. V. 316 (5826). P. 878–881.

*Ikari M. J., Saffer D.M., Marone C.* Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge // *Journ. Geoph. Res.* 2007. V. 112.

*Khrunina N.P., Cheban A.Yu.* Score influence of water saturation conditions of highly clay sands of Noble metals for subsequent disintegration // *Journ. of Siberian Federal University. Engineering & Technologies*. 2015. V. 8. No. 3. P. 355–361.

*Kuo L.-W., Haibing L., Steven A.F.* et al. Gouge graphitization and dynamic fault weakening during the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake // *Geology*. 2014. V. 42 (1). P. 47–50.

*Lin A.* Fossil Earthquakes: The Formation and Preservation of Pseudotachylytes: Fossil Earthquakes: The Formation and Preservation of Pseudotachylytes // *Springer. Berlin-NY*. 2008. 348 p.

*Mastin L.G.*, 2011. “Conflow 1.0.5.” URL: <https://vhub.org/resources/453>. Date of access 01.12.2023.

*Oohashi K., Han R., Hirose T.* et al. Carbon-forming reactions under a reducing atmosphere during seismic fault slip // *Geology*. 2014. V. 42 (9). P. 787–790.

*Rice J.R.* Heating and weakening of faults during earthquake slip // *Journ.Geophys. Res.* 2006. V. 111.

*Sulem J., Famin V.* Thermal decomposition of carbonates in fault zones: Slip-weakening and temperaturelimiting effects // *J. Geoph. Res.* 2009. V. 114.

*Wibberley C.A.J.* Hydraulic diffusivity of fault gouge zones and implications for thermal pressurization during seismic slip // *Earth Planets Space*. 2002. V. 24. P. 1153–1171.

*Wibberley C.A.J., Shimamoto T.* Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: The median tectonic line in Mie Prefecture, southwest Japan // *Journ. Struct. Geol.* 2003. V. 25. P. 59–78.

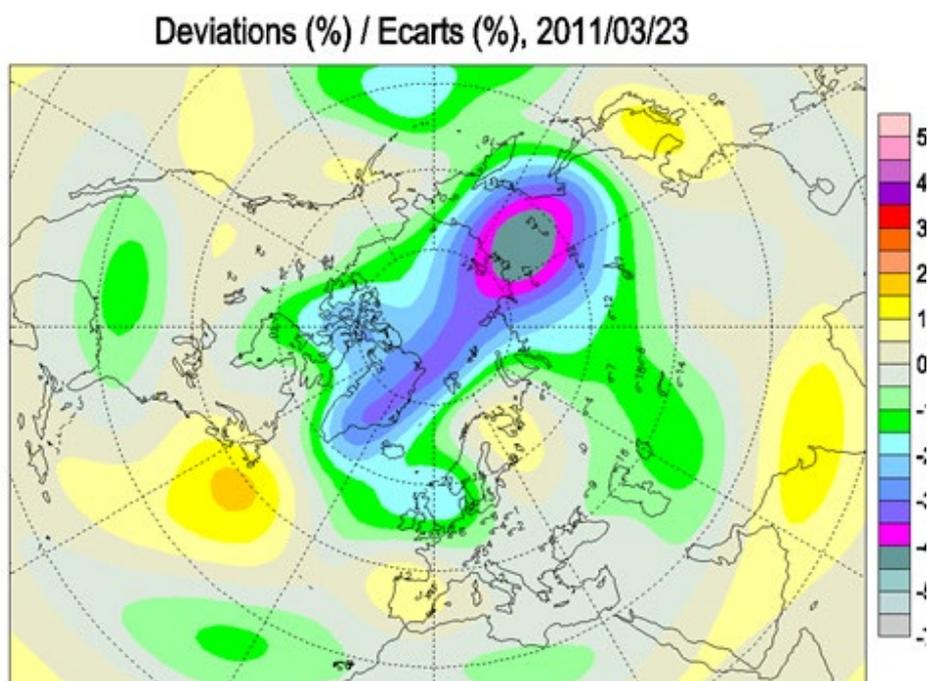
## ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗОНОВЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ

*Сывороткин В.Л.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

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

В работе [Сывороткин, 2022], мы показали, что озоновый слой является своеобразной «фотопластинкой» на которой прекрасно прослеживаются дегазирующие тектонические структуры, «проявителем» которых является озоноразрушающий газ - водород [Сывороткин, 1993]. Яркий пример - линейная аномалия общего содержания озона (ОСО), протянувшаяся 23 марта 2011 г. над хребтом Гаккеля (*рис. 1, 2*), который отличается высокой сейсмичностью, последняя же часто связана с усилением глубинной дегазации. Об этом мы также говорили в вышеприведенной работе.



*Рис. 1. Аномалии общего содержания озона (ОСО) в Северном полушарии 23 марта 2011 г. (Здесь и далее карты данного типа взяты на канадском сайте [Select Ozone Maps](http://Select Ozone Maps))*

Сопоставление рисунков 1 и 2 показывает нам, что линейная океанская часть аномалии ОСО продолжается над Гренландией. Сходство обеих частей аномалии (океанской и Гренландской) позволяет нам предположить, что рифтовая структура хр. Гаккеля имеет продолжение и в Гренландии, где она закрыта мощным ледником.

Азиатское продолжение – изометричная глубокая (до -50%) аномалия ОСО, в пределах которой обильными источниками водорода могут быть кимберлитовые трубки.

Сказанное и показанное позволяет нам утверждать, что озоновые карты могут быть прекрасным геологическим инструментом, показывающим нам тектонические структуры, в том числе и закрытые океанскими и морскими водами, а также ледяными покровами.

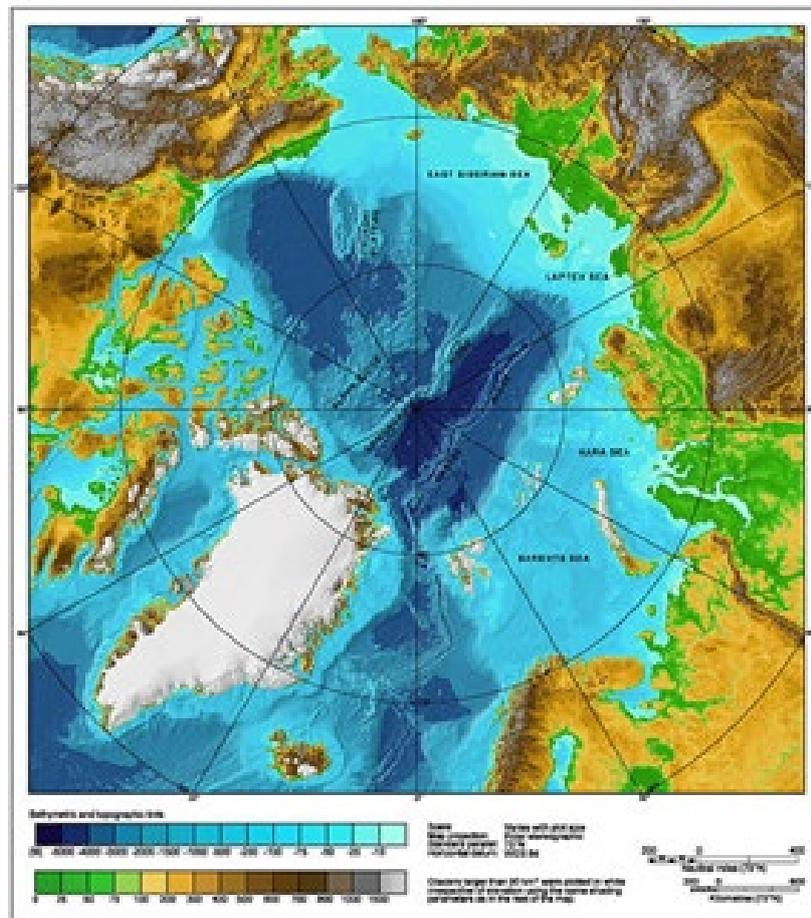


Рис. 2. Физико-географическая карта Арктики

Важно, что инструмент бесплатный и легкодоступный в ИНТЕРНЕТе, т.к. искусственные спутники Земли с озонметрической аппаратурой на борту практически ежедневно поставляют планетарные карты общего содержания озона. Измерения ОСО из космоса проводятся с 1978 г. со спутников Nimbus-7 по 1993г, Метеор-3 (1991-1994), ADEOS (1996-1997 гг.), EarthProbe (1996 – 2005 гг. OMI (с 2006 г. по настоящее время) приборами TOMC по поглощению солнечного света в ультрафиолетовом диапазоне. Кроме того, мониторинг ведется приборами SBUV GOME со спутников NOAA и ERWS-2, определяющими ОСО по поглощению в инфракрасной области солнечного спектра.

Измерение ОСО также регулярно производится более чем на 150 наземных озонметрических станциях, ежедневно отправляющих данные в Канаду в Мировой центр изучения озона и ультрафиолета. Сказанное выше означает, что к настоящему времени накоплен огромный массив данных о конфигурации планетарного поля озона и его ежесуточных трансформациях, однако с геологической точки зрения эти карты никто не рассматривал. Напомним, что в рамках нашего метода особенности планетарного поля ОСО интерпретируется как временные характеристики водородной дегазации и пространственные характеристики дегазирующих структур.

Озонная методика предоставляет принципиальную возможность для количественной оценки глубинных водородных выбросов, т.к. озоновые карты оцифрованы. Интенсивность дегазации может быть мерой активности тектонических структур. Общее содержание озона оценивается в единицах Добсона (Д.Е.), что уже

сейчас позволяет в разгах или процентах сравнивать мощность выбросов глубинных газов в различных участках планеты друг с другом.

Принципиально возможен перевод единиц Добсона в количественные показатели газовых концентраций. Для решения этой задачи нужна корреляция аномалий ОСО и синхронных вариаций концентрации водорода. Предварительный расчет, проведенный нами по данным, полученным на Кольском полуострове, показал что на уничтожение 1 единицы Добсона озона на Хибинах тратится 1 ppm водорода. Расчет этот не претендует на точность, но показывает принципиальную возможность количественной оценки выделения водорода по данным озонотрии [Сывороткин, 2013].

В Антарктике часто синхронно возникают несколько линейных аномалий, идущих от Южного полюса до тропических широт (рис. 3) над срединно-океанскими хребтами, что указывает на источник водорода – жидкое ядро Земли.

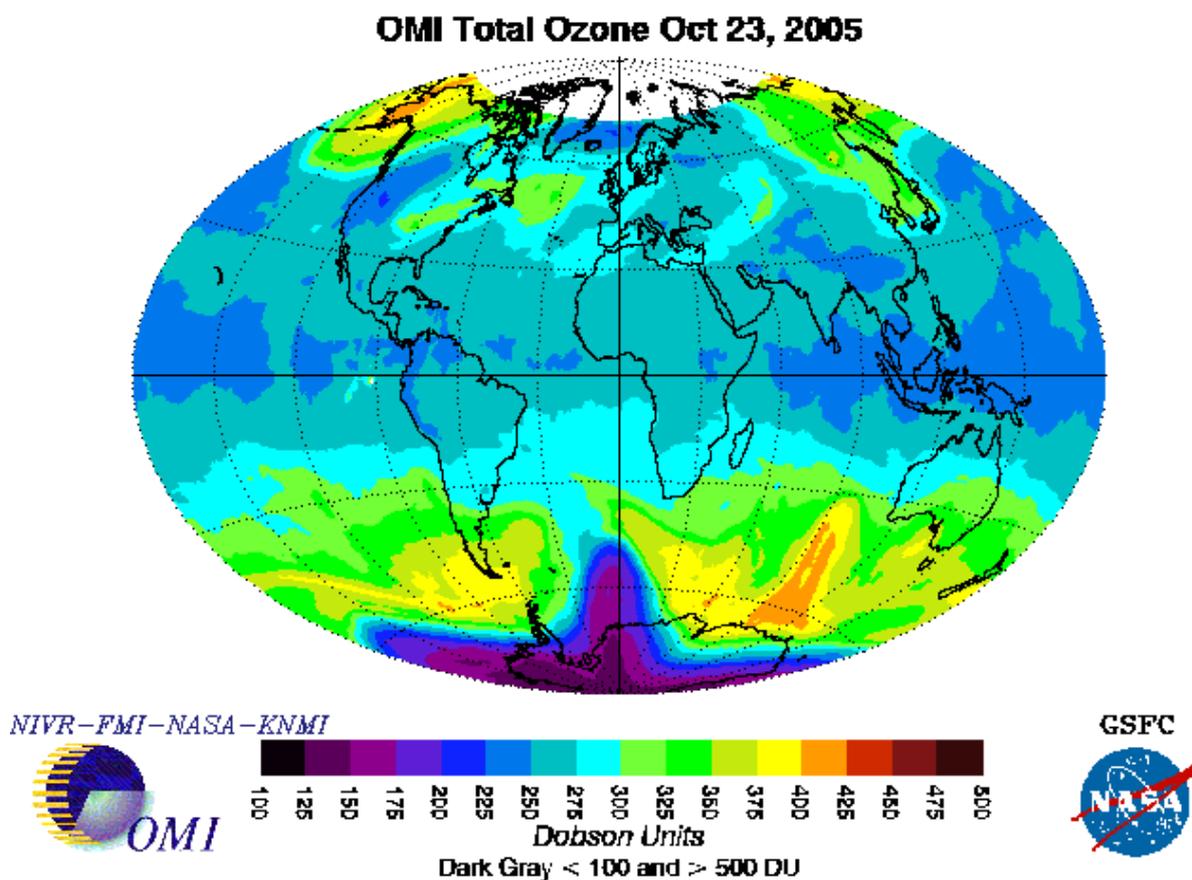


Рис. 3. Планетарное поле общего содержания озона 23 октября 2005 г

Рассуждение очень простое, ни один иной источник глубинного водорода, предлагаемый в современной литературе, (зонная плавка мантии, серпентинизация ультрабазитов, - реакции морской воды с минералами, содержащими железо) не способен синхронно «включаться и выключаться» в течение часов и первых суток в рифтовых структурах сразу в двух-трех океанах и на протяжении тысяч километров.

Такой эффект способен вызвать только единый источник - ядро Земли. О том же говорят и космические ритмы газового дыхания планеты, выявленные нами на Хибинах.

Возникает вопрос, каким образом водород из ядра Земли может мгновенно попадать в атмосферу. Ответ – также, как и вода из водонапорной башни попадает к нам в квартиру. Открывая кран, мы сразу видим струю воды, хотя источник его находится очень далеко. По этой аналогии мы можем утверждать, что в мантии Земли существуют водородопроводы, идущие от поверхности ядра до земной поверхности. Водород в этой системе должен быть монофазным, т.е. молекулярным газом.

Ограничения озонного метода изучения водородной дегазации связаны, в первую очередь, с разнообразием процессов, формирующих озоновый слой планеты, как конструктивных, так и деструктивных. Главными из них являются динамика атмосферы, флуктуации магнитного поля Земли, флуктуации солнечной активности, вулканические извержения. При количественной оценке газового дыхания планеты они являются помехами, их нужно (и можно) учитывать. Но на качественную картину они существенно не влияют.

Исключением является только зона внутритропической конвергенции, где интенсивные пассатные потоки часто «размазывают» водородные выбросы, маскируя их локализацию, т.е. местоположение центров дегазации.

Однако среди тысяч карт ОСО присутствует много таких, где эта локализация отчетливо проявлена. Нужно понимать, что **водородный след в озоновом слое – это результат сочетания интенсивности выброса и интенсивности воздушной динамики**. Крайние случаи: мощный выброс + спокойная атмосфера = отчетливая отрицательная аномалия ОСО; слабый выброс + сильный ветер = отсутствие аномалии. Все остальные случаи – вариации между крайними.

В тропической зоне озона меньше. Меньше потому, что здесь действуют очень мощные геологические источники озоноразрушающих газов, которые очень легко могут попасть в стратосферу!

А в высоких широтах действуют дополнительные источники озона – магнитные полюса. Влияние магнитного поля Земли на выработку озона впервые было обнаружено В.П. Кондратовичем [*Кондратович и др. 1988*]. Оно сводится к наработке дополнительного озона под воздействием потока космических частиц, затягиваемых в воронку магнитных силовых линий в районе магнитных полюсов и аномалий, а также в возможно изначально большей здесь концентрации кислорода, из-за парамагнитных свойств его молекул. Второй фактор, нам представляется малозначимым, т.к. для его реализации нужен солнечный свет, который отсутствует в полярных регионах во время полярной ночи, в то время как озон продолжает там генерироваться.

Технологически обусловленным недостатком спутниковых карт является отсутствие данных для полярных регионов в зимний (темный) период, т.к. приборы ТОМС работают «по солнечному свету». Но эти утраты покрываются картами ОСО, составленными по данным наземных станций, большинство которых (зарубежных) оснащено приборами, работающими и по лунному свету.

В заключение (*рис. 4*), показывающий, как выглядит на озоновой карте Циркумантарктический рифт.

### Выводы

В озонном поле Земли находят четкое отображение тектонические структуры различного масштаба. Планетарные, протяженностью в несколько тысяч километров, например, участки срединно-океанических рифтов; региональные – сотни километров (разломы, рифты, грабены, зоны древнего кимберлитового магматизма). Минимальными

различимыми геологическими объектами являются отдельные магматические массивы, например, Печенга на Кольском полуострове.

Информация, которую дает предлагаемая методика, заключается в локализации центров глубинной дегазации, оценка ее (дегазации) интенсивности, выявление временных закономерностей в масштабе планеты.

Регионы наиболее интенсивной (по частоте выбросов) дегазации - Зондский архипелаг и Тихий океан, Антарктика, особенно приантарктический участок ВТП.

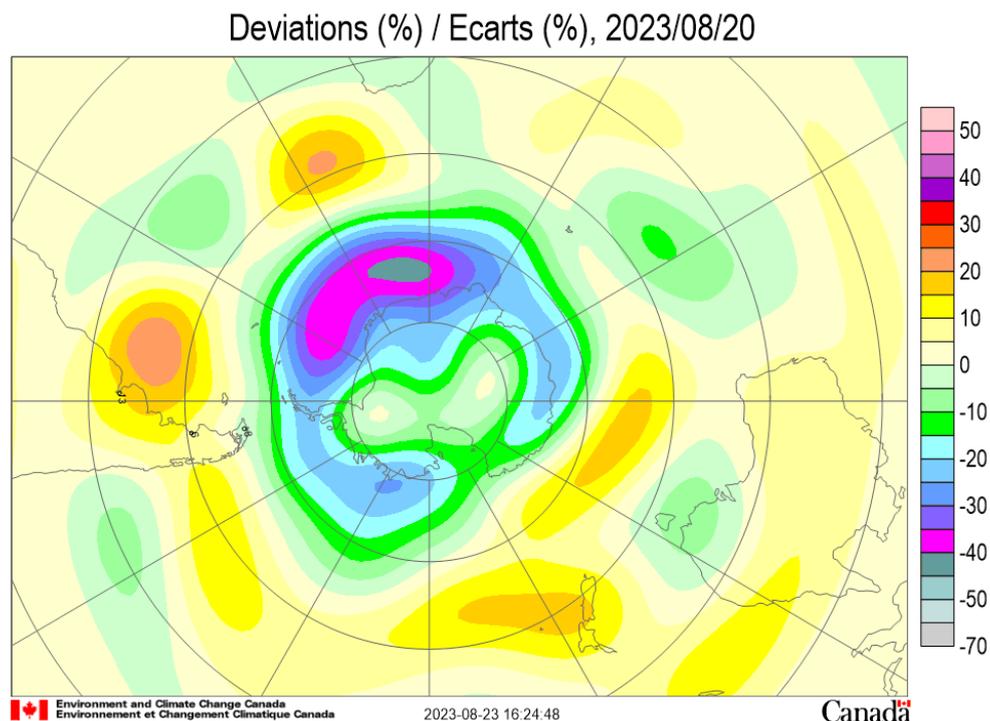


Рис. 4. Карта аномалий ОСО в Южном полушарии 20 августа 2023 г.

#### ЛИТЕРАТУРА

Кондратович В.П., Осечкин В.В., Гниловский Е.В. О роли парамагнитных свойств молекулярного кислорода атмосферы в механизме формирования климатических максимумов общего содержания озона // Атмосферный озон. Л., 1988. С. 42–51.

Сывороткин В.Л. Дегазация Земли и разрушение озонового слоя // Природа. 1993. № 9. С. 35–45

Сывороткин В.Л. Озонная методика изучения водородной дегазации Земли // Пространство и Время. Специальный выпуск «Система Планета Земля». 2013. Т. 4. № 1. С. 1–19.

Сывороткин В.Л. Сейсмические события и озоновый слой Земли // Мат-лы всеросс. науч. конф. «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 75-летию со дня рождения Е.А. Рогожина (1947–2021) и 115-летию со дня рождения В.В. Белоусова (1907–1990). М.: Перо, 2022. С. 319–324.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА МАССИВА ПОРОД ДОМОДЕДОВСКОГО КАРЬЕРА

*Томаровская М.А., Гордеев Н.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

*e-mail: [avfidius@yandex.ru](mailto:avfidius@yandex.ru)*

### **Введение**

При добыче полезных ископаемых путем горных выработок необходимо уметь оценить риски обрушения определенных участков выработки, поскольку пренебрежение этим фактором может вызвать аварии, нанести вред здоровью и привести к лишним финансовым затратам на их устранение. Оценка стабильности стенок карьера начинается с формирования представления о напряженно-деформированном состоянии рассматриваемого участка, в данном случае Домодедовского известнякового карьера. Карьер расположен недалеко от города Домодедово в Московской области. Дно карьера находится выше уровня реки Пахра. Старая южная часть карьера рекультивирована и застроена коттеджами, восточная часть заброшена, но старые обнажения доступны. Добыча известняка осуществляется только в западной части. Под основанием вскрытого карьером разреза находятся отложения подольского горизонта среднего отдела каменноугольной системы. Верхние части разреза состоят из светло-серых известняков с неравномерным содержанием железа [Ермолов, 1999]. Исследования проводились в 4 точках карьера, замеры производились на открытых доступных стенках. Используя геологический компас, были определены элементы залегания каждого участка: азимут простирания и угол падения. Замеры были разделены на трещины отрывного и сколового типов, а также трещины неопределенного типа для упрощения интерпретации. Было также обнаружено три тектонические структуры, включая сдвиговый разрыв и листрический сброс.

### **Методы и результаты**

Исследования были проведены в четырех точках карьера (*рис. 1*), где были измерены элементы залегания участков, включая азимут простирания и угол падения с использованием геологического компаса. Для упрощения интерпретации, все измерения на участках были разделены на трещины отрывного и сколового типов, а также трещины неопределенного типа, поскольку явные зеркала скольжения не были обнаружены. Кроме того, было выделено три тектонические структуры, которые были ассоциированы с измерениями - сдвиговый разрыв (точка 2) и, предположительно, листрический сброс (точка 4) (*рис. 1, 2*). Сдвиговый разрыв был представлен пересекающей обнажением изогнутой дугой трещины без видимой вертикальной компоненты перемещения. Листрический сброс включал серию субвертикальных приоткрытых и открытых трещин, которые выполаживались к нижней части видимого разреза. Также была замечена вертикальная компонента перемещений блоков величиной 10-15 см.



*Рис. 1. Карта фактического материала. Произведено порядка 150 замеров в 4 точках*



*Рис. 2. Сдвиговый разрыв слева и листрический сброс справа, правый сдвиг со (предположительно) структурой «конский хвост»*

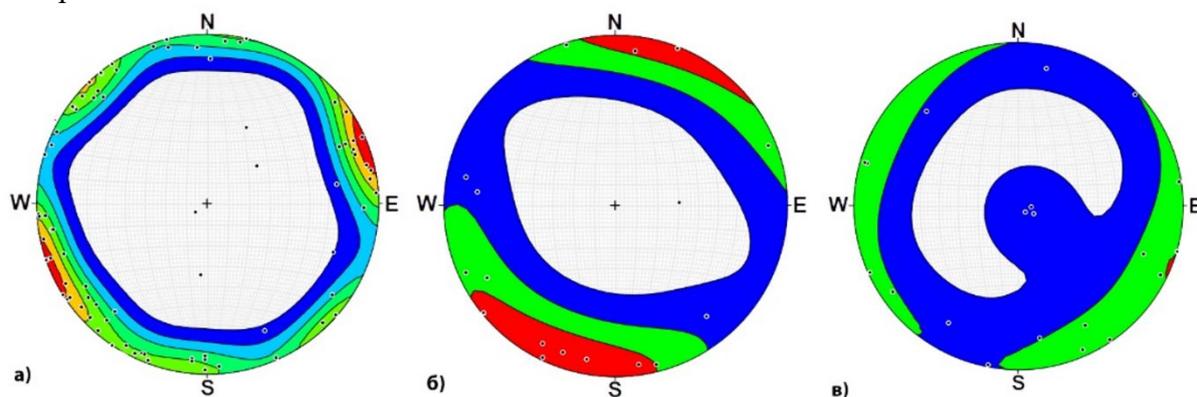
Также был измерен и определен правый сдвиг субширотного простирания с морфологическими характеристиками конского хвоста на его концах (точка 1). В процессе исследования было осуществлено 150 измерений, на основе которых были

созданы стереограммы с набором полюсов трещин для каждой рассматриваемой точки, а также распределения на стереограммах для всех полученных измерений. На представленных изображениях приведены общие стереограммы (с учетом всех измерений) и карта фактического расположения материалов, на которой отмечены и географически зафиксированы стереограммы с распределением полюсов для каждой точки.

Кучность на стереограмме, расположенная в центре, представляет собой трещины, которые, вероятно, возникли во время седиментации горных пород (диагенетические). Изолинии на стереограммах позволяют определить кучность полюсов отрывных и сколовых трещин.

Для определения направлений основных напряжений использовался метод структурного анализа дисъюнктивных нарушений Л.М. Расцветаева [Ребецккий и др., 2017; Лукьянов, 1987]. Суть метода заключается в группировке трещин в "популяции" на основе их типа, времени и условий образования для последующего определения полей напряжений в рассматриваемой области с использованием нормального разделения.

Первым этапом было определение оси  $\sigma_1$  (оси максимального растяжения) по стереограмме (б) на *рисунке*. Благодаря ярко выраженным областям это было легко выполнить. После переноса этой оси на итоговую стереограмму, перпендикулярно ей была построена ось  $\sigma_3$  (оси максимального сжатия). Выделенные максимумы сколовых трещин образуют сопряженную систему (*рис. 3а*), внутри которой мы определяем ось максимального сжатия (*рис. 4*). Промежуточная ось  $\sigma_2$  в данном случае ориентирована "вверх".



*Рис. 3. Стереограммы распределения полюсов трещин: а) сколовых; б) отрывных; в) с неясным генезисом*

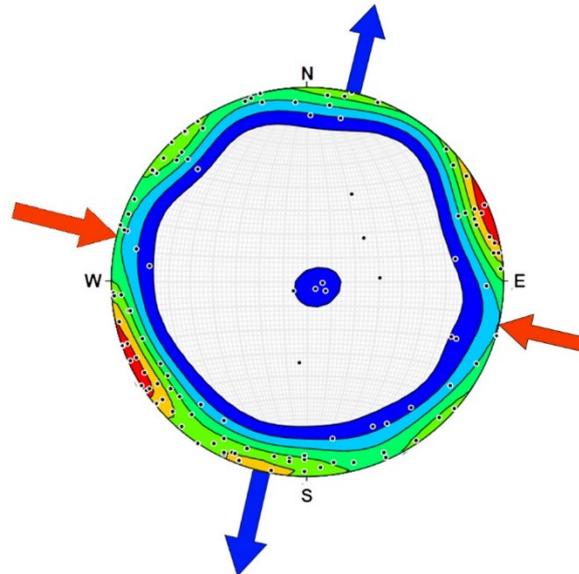
Таким образом, нам удалось определить общее поле напряжений, представленное сжатием в субширотном направлении и растяжением в субмеридиональном направлении.

### Обсуждение

Для полноценного понимания геодинамических условий формирования массива пород Домодедовского карьера требуется еще полевые выезды с расширением количества измерений геологических индикаторов напряжений и точек наблюдений. Вместе с тем следует создать модель стенок карьера с геометрическим описанием крупных тектонических структур (главным образом это разрывные нарушения разного характера).

После подобных дополнительных исследований придет четкое понимание геодинамических условий формирования пород. И следующим шагом будет необходимо

установить, в каком состоянии находятся породы в современности. Такое знание возможно получить при применении интерферометрии или ГНСС наблюдений.



*Рис. 4. Ориентация осей главных напряжений для Домодедовского карьера*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Ермолов В.А., Зайцев В.С., Ларичев Л.Н. и др. Подмосковная геологическая практика. М.: МГУ, 1999. 45 с.*

*Лукьянов А.В., Пейве А.В. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть 1. М.: Геологический институт АН СССР, 1987. 239 с.*

*Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.*

## НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

### РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ГЕОДИНАМИКЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЦИКЛА

*Божко Н.А.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [Bozhko@yandex.ru](mailto:Bozhko@yandex.ru)*

В докладе рассматривается проявление тектоники мантийных плюмов в ходе суперконтинентальной цикличности.

Суперконтинентальный цикл (СЦ) включает объединение всех существовавших на Земле разобщенных континентальных масс в единый суперконтинент, его распад и последующую сборку в новый. В структуре СЦ выделяются собственно суперконтинентальная и межсуперконтинентальная стадии, отражающие смену двух состояний Земли: 1) один континент - один океан и 2) несколько континентов - несколько океанов. Каждая из этих стадий состоит соответственно из двух фаз: интеграции-деструкции и фрагментации-конвергенции [Божко, 2009].

*Фаза аггломерации* в новообразованном суперконтиненте еще характеризуется интеграционной обстановкой «слипанием» фрагментов, общим уплотнением, завершением развития недавно возникших складчатых поясов. Кульминация этого процесса выражается в виде достижения суперконтинентом полной зрелости и слитности, за которой следует *фаза деструкции* с развитием континентального рифтогенеза как пролог к его распаду.

В течение фазы *фрагментации* происходит новообразование океанов и развитие в них процессов спрединга и формирования пассивных окраин.

В *фазу конвергенции*, процессы субдукции, к и континентальные коллизии в этих океанах приводят к их закрытию. Происходит создание нового суперконтинента, завершающего СЦ.

В большинстве многочисленных работ посвященных геодинамике СЦ в той или иной степени обсуждается роль и значение плюмов и суперплюмов [Nance et al., 2014]. В ряде моделей указывается их связь с распадом суперконтинента. Вместе с тем, взгляды на происхождение мантийных плюмов расходятся.

Ряд исследователей главное значение при этом придают *теплоизоляции мантии*, возникающей при образовании суперконтинента, что впервые отметил Д. Андерсон в 1982 г [Heron, 2018]. Термоизоляция, создаваемая суперконтинентом, лишенным срединноокеанических хребтов с их максимальным тепловым потоком, оказывает влияние на нижележащую мантию, повышая ее температуру и вызывая термальные апвеллинги. Впоследствии многие исследования показали, что такая суперконтинентальная теплоизоляция может генерировать температуры выше, чем субокеанический материал мантии. Первые численные модели подтвердили это. Континентальная литосфера значительно больше препятствует потере тепла из недр Земли по сравнению с океанической литосферой из-за ее большей мощности. Образование суперконтинента значительной площади вызывает появление термального «одеяла», что вызывает нагревание мантии, возникновение в ней мантийных поднятий,

плюмов и суперплюмов как агентов теплопереноса, что в свою очередь, создает напряжение растяжения в суперконтиненте, приводящее к его деструкции в виде рифтогенеза и последующему распаду. Плюмы начинают образовываться под суперконтинентом через 50- 100 лет после его формирования [Li et al., 2023] т.е. в фазу деструкции СЦ, отмеченной широким проявлением континентального рифтогенеза [Божко. 2009].

В другой распространенной модели [Maruyama et al. 2007 и др.] рождение суперплюмов связывается с лавинами литосферных слэбов возникающих в зонах субдукций по краям суперконтинента. Субдуцирующая океаническая литосфера при сборке суперконтинентов либо опускается в глубинную мантию, либо горизонтально выполаживается в переходной зоне мантии вдоль границы 660 км в виде застойных слэбов. Сгустки этих застоявшихся слэбов опускаются в глубокую мантию и скапливаются как «кладбища» плит на границе ядро-мантия, где появляется крутой геотермальный градиент. Накопление континентальной коры в слэбовом захоронении вызывает со временем его радиоактивный нагрев. Вместе с теплом из ядра этот радиоактивный нагрев играет основную роль в рождении плюмов и суперплюмов, которые позже поднимается и приводит к распаду суперконтинента. Возможно, такой процесс имеет место в зонах субдукции, окаймляющих новообразованный суперконтинент в качестве дополняющего фактора плюмообразования, вызванного термоизоляционным эффектом.

Таким образом, в обеих моделях рождение плюмов и суперплюмов связывается с образованием слитного суперконтинента. Применительно к структуре СЦ [Божко, 2009] фазу агломерации можно связывать с появлением первых прогрессирующих плюмов и рассматривать как подготовку как к максимальному проявлению тектоники мантийных плюмов в фазы деструкции и фрагментации. Кульминация плюмового процесса, повидимому, приходится на окончание фазы деструкции и переходу к его распаду. При этом следует иметь в виду, что границы этих состояний не совпадают точно с границами между фазами СЦ, учитывая сложность и расплывчатость процесса.

В течение фазы *фрагментации* наступает самоорганизующийся режим мантийной конвекции с преобладанием спрединга, приводящий к новообразованию океанов. В это время еще продолжается присутствие мантийных плюмов,двигающихся независимо от конвективных течений в мантии, но в основном выполнивших деструктивную роль по отношению к суперконтиненту. В следующей фазе, конвергенции, формирования суперконтинента полностью доминирует механизм тектоники литосферных плит.

Данные о развитии суперконтинентов свидетельствуют о зарождении плюмового процесса в стадию слитного суперконтинента с прогрессивным развитием его до фазы фрагментации включительно.

Связь деструкции суперконтинентов с мантийными плюмами, природа которых определяется термоизоляцией мантии или лавинообразным поступлением слэбов, или совместным действием этих факторов, указывает на то, что в образовании суперконтинента уже содержится предрасположенность к его распаду.

Вместе с тем, в масштабе всего СЦ за распадом следует создание нового суперконтинента. Таким образом, в суперконтинентальном цикле имеет место равноправное сочетание тектоники литосферных плит и тектоники мантийных плюмов.

*ЛИТЕРАТУРА*

*Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4: Геология. 2009. № 2. С. 13–27.

*Heron P.J.* Mantle plumes and mantle dynamics in the Wilson cycle. Geological Society, London, Special Publications. 2018. No. 470. P. 87–103.

*Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic synrift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precambrian Research. 2003. No. 122. P. 85–109.

*Maruyama S., Santosh M., Zhao D.*, Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Research. 2007. No. 11. P. 7–37.

*Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M.* The supercontinent cycle: A retrospective essay // Gondwana Research. 2014. No. 25. P. 4–29.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ

*Боголюбский В.А., Дубинин Е.П.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [bogolubskiyv@yandex.ru](mailto:bogolubskiyv@yandex.ru), [edubin08@rambler.ru](mailto:edubin08@rambler.ru)*

Исландия является уникальным примером выхода рифтовой зоны срединно-океанического хребта (СОХ) на сушу. При этом тектоническое строение рифтовых зон Исландии кардинально отличается от примыкающих рифтовых зон срединных хребтов: они представляют ряд параллельно расположенных эшелонированных вулканических систем, сформировавшихся в условиях аномально большой мощности земной коры (до 42 км) [Einarsson, 2008]. Такое положение является нехарактерным для большинства СОХ, где зона наиболее активного структурообразования располагается в узкой зоне вдоль оси спрединга. Формирование Исландской крупной магматической провинции началось 60-58 млн лет и проходит в условиях ультрамедленного косоугольного асимметричного спрединга ( $V < 20$  мм/год) [Ruedas et al., 2007].

В пределах Исландии присутствует несколько рифтовых зон, в каждой из которых в настоящее время происходит растяжение. Наиболее активными являются Северная рифтовая зона (РЗ) и Восточная РЗ. Западная, напротив, имеет низкую тектономагматическую активность и является отмирающей. Между собой и прилегающими срединными хребтами рифтовые зоны соединены трансформными смещениями, представленными как косыми рифтовыми зонами (Центральная и Рейкьянесская РЗ, косой рифт (КР) Гримсей), так и сдвиговыми зонами (разломная зона Хусавик-Блатей (РЗХБ), Южно-Исландская сейсмическая зона (ЮИСЗ)) [Einarsson, 2008].

Западная ветвь рифтов Исландии включает в себя Западную РЗ, состоящую из трех слабо перекрывающихся вулканических систем (рис. 1). На северо-востоке она переходит в Центральную РЗ, располагающейся практически параллельно направлению растяжения и соединяющейся на востоке с Северной и Восточной РЗ. На юге Западная РЗ, южнее центрального вулкана Хейнгидль, сменяется структурным планом трансенсивной Рейкьянесской РЗ, включающей в себя четыре эшелонированных вулканических системы, на западе плавно переходящие в осевые вулканические хребты СОХ Рейкьянес [Einarsson, 2008].

Западная РЗ состоит из трех вулканических систем (ВС): Лаунгйекюдль, Престахнукюр, Хейнгидль в северной части. Все центральные вулканы хорошо выражены в рельефе в виде щитовых построек. Семейства трещин протягиваются на 90-100 км, имея ширину 10-15 км. Их простираение близко к простираению рифтовой зоны. В голоцене вулканическая активность постоянно снижается, а растяжение осуществляется в основном за счет сбросообразования [Khodayar et al., 2020; Óladóttir et al., 2021]. Семейства трещин вулканических систем плавно переходят друг в друга, не имея четких границ, что позволяет говорить о длительном времени развития рифтовой зоны [Hjartardóttir et al., 2016].

Центральная РЗ протянулась от северной оконечности Западной РЗ на восток на 120 км и включает две вулканические системы: Хофсейкюдль и Тунгнафедльсейкюдль. Она простирается под углом  $\sim 15^\circ$  к направлению растяжения. Центральные вулканы по большей части представлены щитовыми постройками, хотя имеется и коническая постройка вулкана Тунгнафедльсейкюдль [Hjartardóttir, Einarsson, 2021; Óladóttir et al., 2021]. Семейства трещин достигают длины 40 км, их простираение ортогонально

направлению растяжения и близко к простиранию Северной и Западной РЗ, их ширина достигает 25 км. Голоценовые эруптивные трещины и раздвиги практически отсутствуют [Hjartardóttir, Einarsson, 2021].

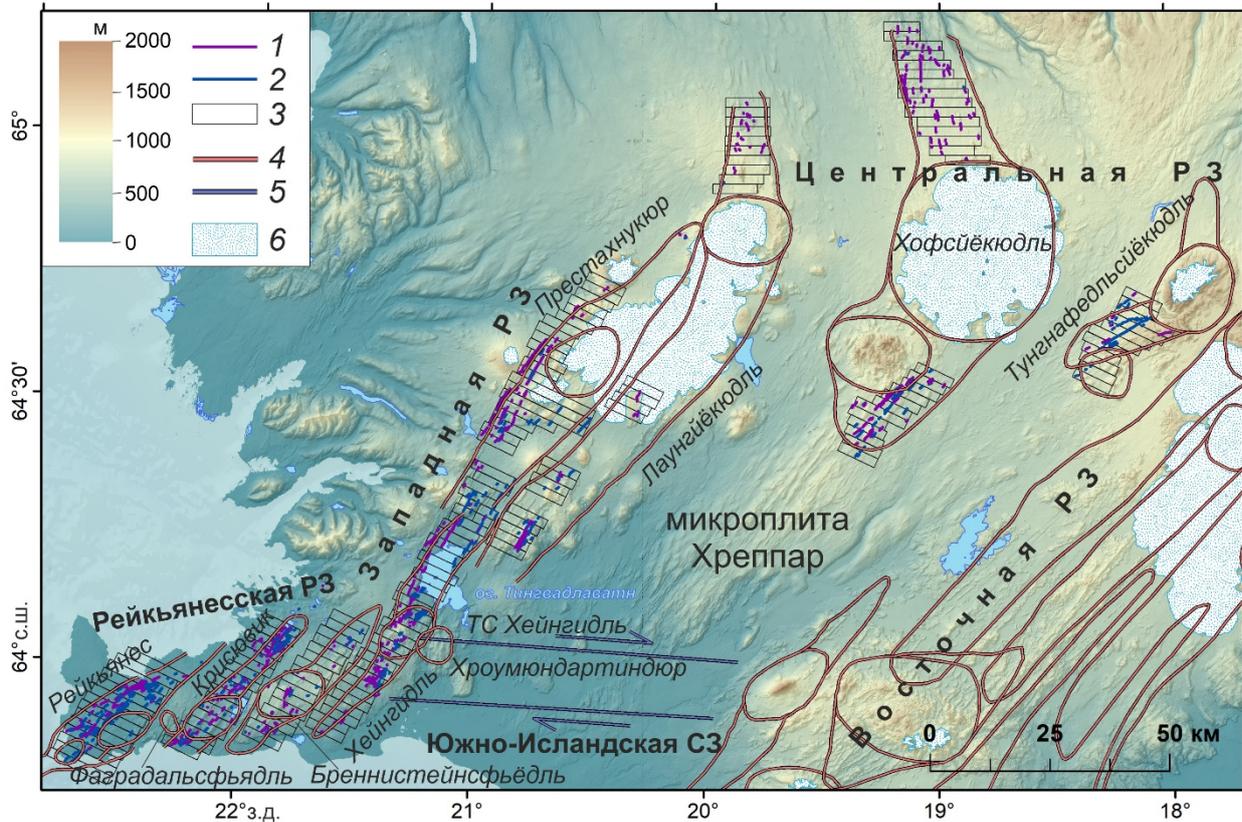


Рис. 1. Местоположение профилей через вулканические системы западной ветви рифтов Исландии. 1 – сбросовые уступы восточного падения, 2 – сбросовые уступы западного падения, 3 – положения профилей, 4 – границы вулканических систем, 5 – сдвиговая зона, 6 – ледники. ЦМР и данные по границам вулканических систем

Рейкьянесская РЗ имеет длину около 120 км, полностью занимая полуостров Рейкьянес. Ее простирание составляет  $\sim 20^\circ$  относительно направления растяжения [Sæmundsson et al., 2020]. Она состоит из четырех вулканических систем: Рейкьянес, Крисювик, Бреннистейнсфьедль и Хейнгидль в южной части. Их отличительной особенностью является отсутствие вулканических построек у центральных вулканов: они прослеживаются только по наличию интрузивного тела. Извержения носят исключительно трещинный характер [Óladóttir et al., 2021]. Семейства трещин являются продолжением осевых вулканических хребтов СОХ Рейкьянес и протягиваются на 50-60 км, их простирание изменяется от  $45^\circ$  на западе до  $60^\circ$  на востоке к направлению растяжения, а ширина варьируется от 10 до 25 км. Практически все площади Рейкьянесской РЗ заняты голоценовыми лавовыми покровами, что позволяет говорить о голоценовом возрасте большей части разломов [Clifton et al., 2003; Khodayar et al., 2018].

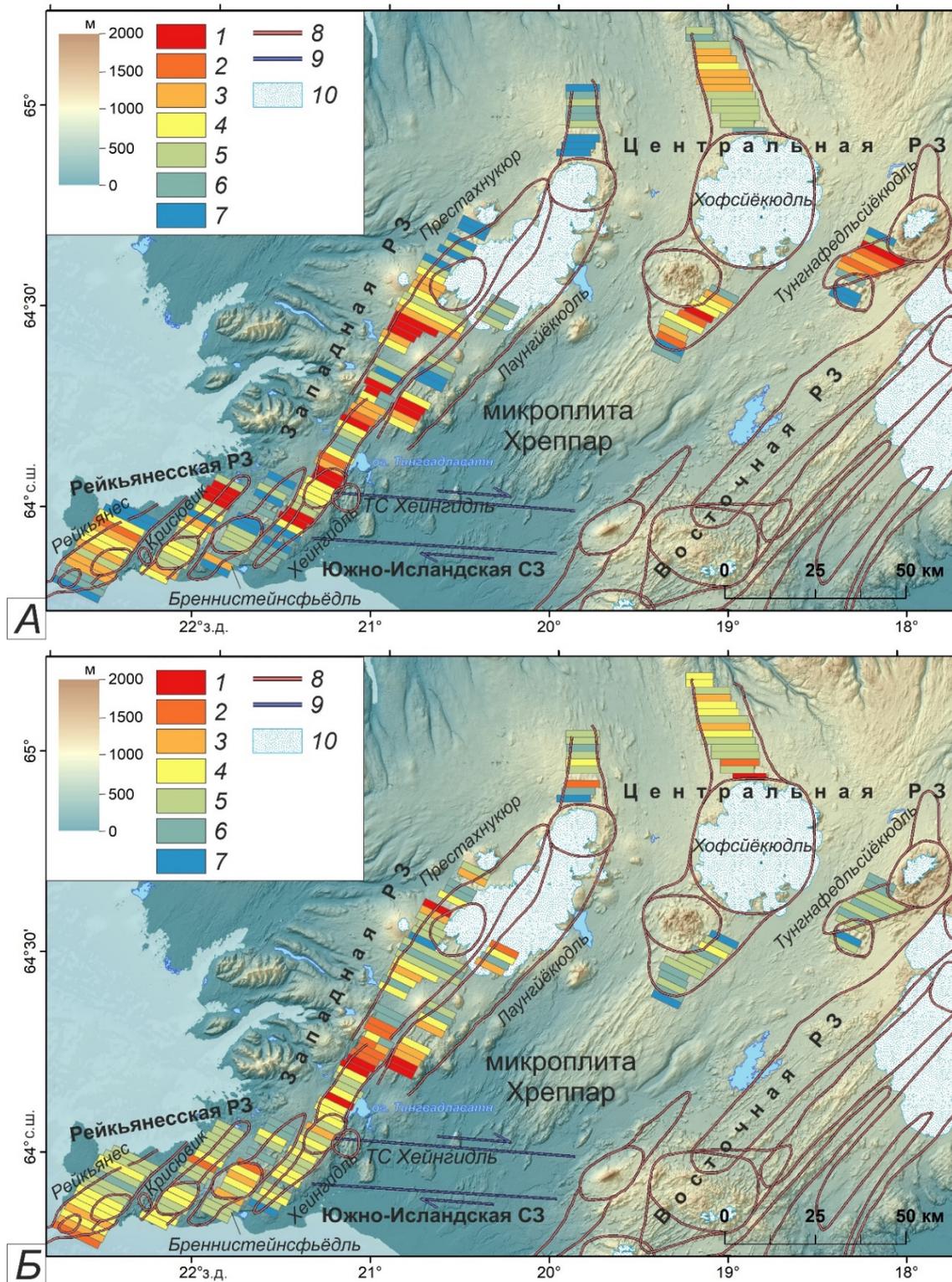
С целью определения параметров современной динамики и геодинамических условий развития рифтовых зон и отдельных вулканических систем в их пределах был применен метод морфометрического анализа сбросовых уступов. Разломы выделялись оп ЦМР ArcticDEM. Выделение сбросовых уступов осуществлялось в среде ArcGIS 10.5 по растрам оттененного рельефа с углом освещения поверхности  $45^\circ$  и азимутом

освещения  $120^\circ$  с последующим извлечением параметров в среде RStudio. В качестве морфометрических параметров были использованы горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина сбросовых уступов и минимальное расстояние между сбросовыми уступами. Данные параметры ранее были успешно использованы при проведении морфометрического анализа в пределах рифтовых долин спрединговых хребтов в различных районах [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016; Кохан, Дубинин, 2017; Боголюбский, Дубинин, 2023]. Еще одним использованным параметром был показатель максимального значения модуля продольной кривизны ( $P_k$ ) по профилю разломного уступа, который косвенно отражает морфологический возраст разломного уступа – относительный показатель стадии развития морфологии разломного уступа, его современной активности и степени его преобразования экзогенными процессами [Hilley et al., 2010]. Всего в пределах всех трех рифтовых зон был выделен 1081 разломный уступ (рис. 1).

Вычисленные суммарные значения амплитуд по профилям через все вулканические системы показывают постепенное уменьшение значений амплитуды в северном направлении (рис. 2А): если в пределах Рейкьянесской РЗ и в районе оз. Тингведлир наблюдаются суммарные горизонтальные амплитуды от 700 до 900 м с максимальными значениями, превышающими 1000 м, тогда как в центральной части Западной РЗ эти значения не превышают 650 м. Аналогичные изменения прослеживаются и по вертикальной амплитуде и продольной кривизне (рис. 2Б), что говорит о снижении тектонической активности в северном направлении на современном этапе развития. В то же время, данные значения значительно превышают теоретическое голоценовое растяжение, составляющее около 100 м (при скоростях спрединга Западной РЗ  $8,1 \pm 1$  мм/год [Perlt, Heinert, 2006]), что объясняется повышенной тектоно-магматической активностью в раннем голоцене за счет снятия ледниковой нагрузки.

Важной особенностью западной ветви является уменьшение параметров ее тектоно-магматической активности в северном направлении, что может быть связано с ее перекрытием с более молодой Восточной РЗ, в настоящее время продвигающейся в южном направлении. В ее северной части, предположительно, располагается современный центр плюмовой активности, тогда как Западная и Центральная РЗ в настоящее время имеют затухающую тектоно-магматическую активность, находясь в стороне от Исландского плюма. Отдельно выделяется Рейкьянесская РЗ, характер активности которой, по-видимому, зависит от периодичности термических импульсов Исландского плюма, но ее характер является близок хр. Рейкьянес, на удалении от которого параметры активности постепенно уменьшаются.

В настоящее время, вероятно, имеет место постепенное преобразование Рейкьянесской РЗ, выражающееся в смещении центров магматизма в южном направлении, следуя за продвижением Восточной РЗ. Аналогичные изменения прослеживались в течение плейстоцена в пределах Южно-Исландской сейсмической зоны. По-видимому, сейчас можно наблюдать формирование трансформной зоны, соединяющей Восточную РЗ с хр. Рейкьянес и объединяющей в себе Рейкьянесскую РЗ и Южно-Исландскую сейсмическую зону, тогда как современные Западная и Центральная РЗ со временем окончательно прекратят свою активность.



**Рис. 2.** Распределение значений параметров по профилям. А – горизонтальной амплитуды. Суммарные значения амплитуды в метрах: 1 – > 500, 2 – 400-500, 3 – 300-400, 4 – 200-300, 5 – 100-200, 6 – 50-100, 7 – < 50; 8 – границы вулканических систем, 9 – сдвиговая зона, 10 – ледники. Б – максимального модуля продольной кривизны. Средние значения: 1 – < 2, 2 – 2-4, 3 – 4-6, 4 – 6-8, 5 – 8-10, 6 – 10-12, 7 – > 12; 8-10 – аналогичны А. ЦМР и данные по границам вулканических систем

Таким образом, к настоящему времени западная ветвь рифтов Исландии находится на завершающей стадии своего развития: ее тектоно-магматическая активность постепенно затухает. Современные деформации по большей части сконцентрированы в пределах Рейкьянесской РЗ и южной части Западной РЗ, к северу же, за счет перекрытия с более активной восточной ветвью рифтов, активность западной ветви постепенно снижается, сосредотачиваясь почти исключительно в пределах центральных вулканов в Центральной РЗ. Рейкьянесская РЗ, при этом, занимает отдельное положение: ее структура и особенности тектонической и магматической активности во многом зависят от хр. Рейкьянес, тогда как Западная и Центральная РЗ функционируют независимо от них.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Боголюбский В.А., Дубинин Е.П.* Строение и динамика эндогенного рельефа трансформной зоны Тьернес (Северная Исландия) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5: География. 2023. № 3. С. 152–167.

*Кохан А.В., Дубинин Е.П.* Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5: География. 2017. № 6. С. 44–54.

*Clifton A.E., Paglia C., Jónsdóttir J.F.* et al. Surface effects of triggered fault slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland // Tectonophysics. 2003. V. 369. P. 145–154.

*Einarsson P.* Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland // Jökull. 2008. V. 58. P. 35–58.

*Escartin J., Cowie P., Searle R.* et al. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. No. B5. P. 10421–10437.

*Hilley G.E., DeLong S., Prentice C.* et al. Morphologic dating of fault scarps using airborne laser swath mapping (ALSM) data // Geophysical Research Letters. 2010. V. 37.

*Hjartardóttir Á.R., Einarsson P.* Tectonic position, structure, and Holocene activity of the Hofsjökull volcanic system, central Iceland // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2021. V. 417.

*Hjartardóttir Á.R., Einarsson P., Björgvinsdóttir S.G.* Fissure swarms and fracture systems within the Western Volcanic Zone, Iceland e Effects of spreading rates // Journal of Structural Geology. 2016. V. 91. P. 39–53.

*Howell S., Ito G., Behn M.* et al. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 2354–2373.

*Khodayar M., Björnsson S., Guðnason E. Á.* et al. Tectonic Control of the Reykjanes Geothermal Field in the Oblique Rift of SW Iceland: From Regional to Reservoir Scales // Open Journal of Geology. 2018. V. 8. P. 333–382.

*Khodayar M., Björnsson S., Víkingsson S.* et al. Unstable Rifts, a Leaky Transform Zone and a Microplate: Analogues from South Iceland // Open Journal of Geology. 2020. V. 10. No. 4. P. 317–367.

*Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T.* Catalogue of Icelandic Volcanoes, IMO, UI and CPD-NCIP. URL: <http://icelandicvolcanoes.is>. Date of access: 01.10.2021.

*Perlt J., Heinert M.* Kinematic model of the South Icelandic tectonic system // Geophys. J. Int. 2006. V. 164. P. 168–175.

*Ruedas T., Marquart G., Schmeling H.* Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume // *Mantle plumes – A multidisciplinary approach* / Ed. by J.R.R. Ritter and U.R. Christensen. Springer, 2007. P. 71–126.

*Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Friðleifsson G.Ó.* Geology and structure of the Reykjanes volcanic system, Iceland // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2020. V. 391.

## ВКЛАД Н.В. КОРОНОВСКОГО В ИЗУЧЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА КАВКАЗА

*Демина Л.И., Промыслова М.Ю.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [lidem06@rambler.ru](mailto:lidem06@rambler.ru), [mary\\_promyslova@gmail.com](mailto:mary_promyslova@gmail.com)*

### **Введение**

Николай Владимирович Короновский, выдающийся ученый современности, внес огромный вклад в развитие многих отраслей геологической науки: региональной геологии, вулканологии, неотектоники, геодинамики, сеймотектоники, структурной геологии и многие другие. Особое место занимают исследования магматизма Альпийского складчатого пояса и особенно Кавказа. Его дипломная работа посвящена геологическому строению и истории развития вулкана Эльбрус, кандидатская диссертация – плиоцен-четвертичному вулканизму Большого Кавказа, а докторская – кайнозойскому вулканизму Альпийского пояса Евразии.

Н.В. Короновским была выявлена подробная стратиграфия вулканогенных толщ, их тектоническая позиция, связь с геодинамикой. Установлено, что именно субмеридиональное сжатие Кавказа, проявляющееся за счет продвижения к северу выступа Аравийской плиты, обусловило возникновение присдвиговых участков растяжений, с которыми и связан известково-щелочной магматизм, впервые выделенный в особый – коллизионный тип. Ниже приводится краткая характеристика особенностей данного типа магматизма, изложенная ранее в работах Н.В. Короновского, ссылки на которые будут даны ниже.

### **Коллизионный магматизм Кавказа**

Альпийская складчатая область сформировалась в позднем кайнозое при столкновении двух крупных литосферных плит - Евразийской и Африкано-Аравийской. Это столкновение, начавшееся еще в позднем мелу, происходило в разных регионах не одновременно и в различных геодинамических условиях. В пределах Кавказского пересечения основную роль играла Аравийская плита, северное окончание которой представляло собой своеобразный индентор, под влиянием продвижения которого к северу и сформировались главные структурные единицы Альпийского складчатого пояса. Сжатие, формирование сети разрывных нарушений, образование горного рельефа за последние 11-10 млн. лет сопровождалось проявлением субаэрального вулканизма, распределенного по площади неравномерно. Вулканы, относящиеся в целом к известково-щелочной серии, формировались в обстановке коллизии, а не на завершающейся стадии субдукции, как считалось ранее [Адамия и др., 1981; Зонешайн и др., 1987].

Коллизия Евразийской и Африкано-Аравийской плит от начала их первого соприкосновения и до современного положения происходила в несколько этапов и не была равномерной в связи с изменением скорости конвергенции литосферных плит. Заключительный этап "жесткой" коллизии начался 11-10 млн. лет тому назад. В это время уже произошло "спаивание" всех разнородных структурных элементов Кавказского сектора в единое целое, до этого испытывавших "приработку", занимая наиболее выгодное положение в общей структуре региона. Все процессы субдукции прекратились, и структурные единицы, сложенные относительно пластичными толщами, подверглись субгоризонтальному сжатию.

Современная структура Кавказского сектора сформировалась в последние 11-10 млн. лет, когда господствовала обстановка общего субмеридионального сжатия с некоторыми колебаниями ориентировки сжимающих сил. Аравийская плита ускоренно двигалась к северу, вызывая изгиб структурных дуг на Малом Кавказе и сеть левых и правых диагональных и субширотных сдвиговых зон и отдельных сдвиговых нарушений, а также субширотных надвигово-покровных зон с надвиганием масс к югу и к северу, в сторону Закавказского микроконтинента. Особое место в системе сдвигов занимает выделенная Н.В. Короновским [1994] Аграхан-Тбилиско-Левантийская левосдвиговая зона, играющая важную роль в магматизме Кавказского синтаксиса. Вдоль сдвигов возникли участки присдвиговых растяжений, с которыми и связаны проявления вулканизма. С позднего миоцена начинается коллизионный вулканизм, проявившийся в три фазы: 1) поздний миоцен - ранний плиоцен; 2) поздний плиоцен; 3) поздний плиоцен - антропоген [Милановский, Короновский, 1973]. Первая фаза была наиболее мощной и развитой на Малом Кавказе, в позднем миоцене - антропогене вулканизм распространился на север вплоть до северного склона Большого Кавказа. Проявления вулканизма на поверхности повсеместно связано с обстановками локального, местного растяжения, но обусловленного региональным полем субмеридионального сжатия. Именно в это время создались благоприятные условия для формирования первичных очагов магмы, давшей коллизионные вулканиды.

Вулканиды Кавказского сектора Альпийского пояса относятся преимущественно к известково-щелочным, реже субщелочным и щелочным сериям, при этом кислые разновидности нормальной щелочности (риолиты, риодациты, дациты) преобладают над основными, средними, субщелочными и щелочными. В то же время для части пород устанавливается сериальная неопределенность, выражаемая в том, что на разных типах диаграмм одни и те же вулканиды относятся к различным сериям. Например, на диаграмме AFM [Irvine, Barager, 1971] практически все вулканиды Кавказского сектора Альпийского пояса располагаются в поле известково-щелочных серий. В то же время по соотношению  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  [Miyashiro, 1974] известково-щелочной характер имеют только магматиты Большого Кавказа, толеитовый – Восточной Анатолии, а вулканиды Малого Кавказа распределились примерно поровну в обоих полях. Это говорит о том, что к югу возрастает толеитовая тенденция в химизме пород, а геодинамическая обстановка эволюционирует в сторону континентального рифтогенеза. По соотношению оксидов Si, K, Mg и Ti на тройных диаграммах поля собственно коллизионных вулканидов располагаются между полями вулканидов субдукционных зон и континентальных рифтов, при этом часть из них отражает в своем химизме переходный характер магматизма от надсубдукционного к коллизионному и от коллизионного к континентально-рифтовому [Демина, Симонов, 1999].

Более существенные различия устанавливаются при детальном анализе распределения редкоземельных элементов, которые более чутко реагируют на изменения термодинамических условий плавления, обусловленных, в свою очередь, геодинамическим режимом. Коллизионные вулканиды очень сильно различаются как по характеру спектра, так и по содержанию REE, однако в целом для всех базальтов характерно заметное обогащение легкими лантаноидами, хотя степень этого обогащения в каждом конкретном случае различна. Соотношение  $\text{La}/\text{Lu}_N$  меняется от 43,3 до 555,6, что объясняется различной щелочностью пород. Для более кислых разновидностей, кроме дацитов, спектры REE значительно компактнее, при этом характерно за редким исключением общее снижение содержания легких REE и степени их дифференцированности от основных пород к кислым. Этим вулканиды коллизионного

этапа развития Кавказа коренным образом отличаются от пород островных дуг, образовавшихся в обстановке над зоной субдукции, для которых характерны обратные соотношения: повышение концентраций REE по всему спектру от более основных разностей к кислым, что обусловлено преимущественно процессами кристаллизационной дифференциации. Следовательно, в генезисе коллизионных вулканитов они практически отсутствуют или проявлены слабо.

Мультиэлементные геохимические спектры базальтов Кавказа показывают резко повышенные концентрации некогерентных элементов, хорошо проявленные отрицательные аномалии K, Sr, Ti, Y и положительные Ba, Th, La, Zr, Tb. По сравнению с базальтами других геодинамических обстановок базальты Кавказа существенно обогащены Zr, что позволило дополнить общеизвестные диагностические дискриминационные диаграммы Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979; Pearce et al., 1990] полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии. Соотношения изотопов Sr в лавах Большого Кавказа изменяется от 0.7042 до 0.7064 располагаясь близко к изотопным характеристикам молодой коры континентального типа [Иванов и др., 1993].

В целом отмечается антидромный характер вулканизма: в процессе эволюции магматизма наблюдается уменьшение кремнекислотности вулканитов, что особенно ярко проявлено в химическом составе пород Большого Кавказа. В этом же направлении происходит и повышение щелочности.

Другой яркой особенностью коллизионного вулканизма является резкая латеральная неоднородность химического состава вулканитов, когда наблюдаются незначительные вариации содержаний многих химических элементов в сопоставляемых породах разного возраста, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны [Попов и др., 1987]. Это свидетельствует о том, что в плавление вовлекались гетерогенные преимущественно коровые субстраты различного состава. Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является присутствие в вулканитах ксенолитов осадочных и метаморфических пород, а также высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита.

В вулканитах также чрезвычайно широко распространены родственные (гомеогенные) включения горных пород более основного состава: плагиоклазовых пироксенитов в базальтах; норитов, габброноритов, анортозитов в андезибазальтах и андезитах; диоритов, габбродиоритов, гранодиоритов в дацитах и риодацитах. Многими исследователями этот факт истолковывается как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако детальное изучение химического состава минералов из включений и его сравнение с составом минералов вкрапленников и основной массы лав показывает, что более меланократовые включения являются продуктами ранней кристаллизации магм [Короновский, Демина, 2004].

Термодинамические расчеты показали, что глубины генерации базальтовых магм в целом для более северных районов Кавказа близки и составляют 35-40 км ( $P=0,95-1,05$  ГПа,  $T=850-1100^{\circ}\text{C}$ ), что отвечает гранулит-базитовому слою земной коры на его границе с мантией. К югу (Кафан, оз. Ван) происходит углубление уровня генерации магм ( $P=1,1-1,2$  ГПа), который опускается в пределы верхней мантии. Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности, титанистости и большим сходством с вулканитами континентальных рифтов.

Для дацитов и риолитов Большого Кавказа P-T условия плавления ( $P=0,5-0,7$  ГПа,  $T=800-1000^{\circ}\text{C}$ ) указывают на глубины порядка 17-25 км. Эти данные подтверждаются геофизическими исследованиями, согласно которым в коре на глубинах 35-45 км и 13-20 км существуют "волноводы", объясняемые наличием внутрикоровых линз с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород [Кенгерли, 1995, Фельдман, 1996]. Вблизи поверхности Мохо на глубинах 55-60 км в мантии под Казбекской группой вулканов также обнаружена линза разуплотненных пород.

С учетом геодинамики коллизионной зоны и химизма вулканитов была предложена модель магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных трансмагматических флюидов [Короновский, Демина, 1996]. Выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии, что определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ. Окисление флюидов носит взрывной характер, так что на поверхность часто выносятся жидко-твёрдо-газовые взвеси, образующие флюидолиты – эндогенные горные породы нового генетического типа, которые были выявлены на Кавказе впервые [Короновский и др., 2010; 2011; 2013; Демина и др., 2013].

В магматическом петрогенезисе коллизионного этапа развития Кавказа большую роль играли процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности. Например, расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (от  $750-850^{\circ}\text{C}$  до  $1150^{\circ}\text{C}$ ) и повышение внутреннего давления (от 0,6-0,8 ГПа до 1,5 ГПа), что отражается на химическом составе кристаллизующихся минеральных фаз и вулканитов в целом [Демина, Короновский, 1998; Короновский, Демина, 2007; 2014]. Процессы эволюции расплавов существенно влияют на конечный химический состав вулканитов, обнажающихся на поверхности и доступных нашим исследованиям.

#### Заключение

Коллизионный магматизм Кавказа характеризуется: 1) отсутствием или слабым проявлением процессов кристаллизационной дифференциации; 2) антидромной направленностью извержений; 3) резким обогащением более основных пород (бедных  $\text{SiO}_2$ ) некогерентными элементами и легкими REE; 4) небольшими глубинами генерации базальтовых магм; 5) резкой латеральной неоднородностью химического состава вулканитов; 6) низкой магнезиальностью базальтов; 7) частым проявлением процессов ликвации расплавов; 8) повышением щелочности в процессе эволюции магматизма и др.

Коллизионные вулканиты имеют специфические геохимические черты, что позволяет выделить характерные типы вулканитов-индикаторов межконтинентальной коллизии.

В магматическом петрогенезисе коллизионного этапа развития Кавказа трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль не только на этапе выплавления магм. В дальнейшем при движении расплавов к поверхности они определяли характер их эволюции.

#### ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой. Тбилиси: Мецниереба, 1971. 76 с.

Демина Л.И., Короновский Н.В. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Известия секции наук о Земле РАЕН. 1998. №1. С. 106–121.

- Демина Л.И., Симонов Д.А.* Вулканиды как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 793–796.
- Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В.* и др. Признаки импактогенеза в продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья // Вісник Київск. нац. ун-та ім. Т. Шевченка. 2014. № 3. С. 33–38.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г.* и др. Эволюция океана Тетис // Истрия океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 104–116.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М.* и др. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–352.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Кенгерли Т.Н.* Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: Севказгеология, 1995. С. 302–304.
- Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантинская левосдвиговая зона — важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–79.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.* Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.* Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 370–391.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.* Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
- Короновский Н.В., Демина Л.И., Мышенкова М.С.* Флюидолиты — горные породы нового генетического типа Эльбрусского вулканического района // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 224–227.
- Короновский Н.В., Демина Л.И., Мышенкова М.С.* Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2011. № 1. С. 8–14.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: Книжный дом «Университет», 2011. 232 с.
- Короновский Н.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* и др. Признаки глубинных взрывов флюидов в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 7–15.
- Попов В.С., Семин В.А., Николаенко Ю.С.* Геохимия новейших вулканидов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–271.
- Фельдман И.С.* Дегидратация и электропроводность: предпосылки и следствия // Геофизические предпосылки и следствия дегидратации земной коры. М.: ИО РАН, 1996. С. 14–16.
- Irvine T.N., Barager W.R.A.D* Chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margin // Amer. J. of Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Pearce J.A., Cann J.A.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.

*Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.

*Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E.* et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res.* 1990. V. 44. P. 189–229.

## НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ

*Иванов И.И.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [iliahockey95@mail.ru](mailto:iliahockey95@mail.ru)*

Исследуемый район находится на территории Российской Федерации. С точки зрения географического положения изучаемый объект находится на листах N – 36, M – (36), N – 37, M – 37 (до 49° с. ш.).

Актуальность выбранной темы обусловлена возможным проявлением новейших движений на территории Смоленской, Курской, Нововоронежской атомных электростанций (далее СМАЭС, КАЭС, НОВАЭС), влияющих на их работоспособность и безопасность. В связи с этим необходимо проводить цифровое геологическое моделирование данной территории с целью выявления новейших движений.

Целью данной работы является выявление геодинамической опасности района западной части Восточно-Европейской платформы, на которой находятся СМАЭС, КАЭС, НОВАЭС.

Для достижения поставленной цели были решены следующие научные задачи: выполнен структурно-геоморфологический и морфометрический анализы исследуемой территории, построена 3D геодинамическая модель, проанализированы полученные в результате работы параметры и сделаны выводы о влиянии новейшей тектоники на территорию вокруг СМАЭС, КАЭС, НОВАЭС.

С точки зрения геологии рассматриваемый район является типичным участком ВЕП (Восточно-Европейская платформа). В фундаменте залегают метаморфические породы архея и протерозоя. Разрез платформенных отложений в целом сложен различными осадочными породами рифея, венда и большей части всего фанерозоя, начиная с девона.

Если рассматривать исследуемую территорию с точки зрения тектоники, то она охватывает части крупнейших структур ВЕП – Московскую синеклизу и Воронежскую антеклизу.

В результате структурно-геоморфологического анализа [Панина, 2019] были выделены (рис. 1): 4 региональных, 36 локальных поднятий и 12 447 слабых зон при масштабе дешифрирования 1:1 000 000. Из модели блокового строения видно, что тип деформаций сводово-блоковый. Без построения геолого-геоморфологических профилей нельзя строго говорить об унаследованности новейших дислокаций от фундамента. Можно лишь сказать, что простираение различных разломов и грабенов совпадают с направлением вытянутости слабых зон.

В результате морфометрического анализа [Панина, 2019] была получена схема вертикального расчленения рельефа. На ней видно, что в наиболее активное поднятие вовлечены Елецкое и Россошское поднятия, на которых находятся КАЭС и НОВАЭС. Также наблюдается рост на Вяземском поднятии, где находится СМАЭС.

В программном пакете IrapRMS 2013 была построена трехмерная геологическая модель исследуемой территории. Она состояла из поверхности фундамента и рельефа, а также 218 наиболее ярко-выраженных слабых зон. Модель была деформирована с осью сжатия 330° и осью растяжения 240°. В результате были получены следующие

параметры: максимальное напряженное состояние, области трещинообразования и вероятность трещинообразования.

Рассматривая параметр напряженного состояния (рис. 2), было проведено сравнение очагов землетрясений [Сенцов, 2022] с максимальными значениями напряжения. Нами найдена взаимосвязь между максимальными значениями напряжений и максимальной магнитудой эпицентров землетрясений, что может подтвердить правильность выбранной ориентировки.

В итоге получилось, что ни одна станция не находится в области образования разломов и вероятность их появления маленькая. Все АЭС находятся в областях минимальных значений тектонических напряжений исследуемой территории.

В результате проведенной работы было установлено, что станции находятся в спокойной геодинамической обстановке.

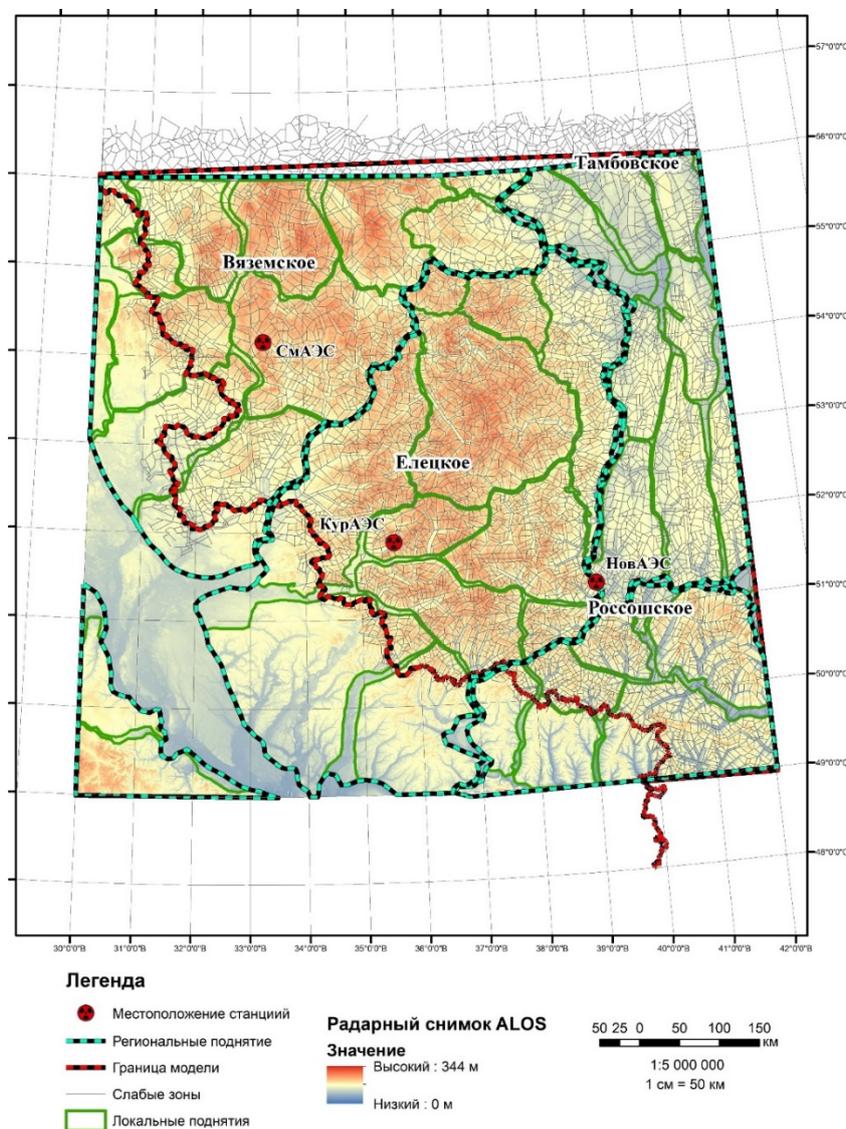


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема исследуемой территории

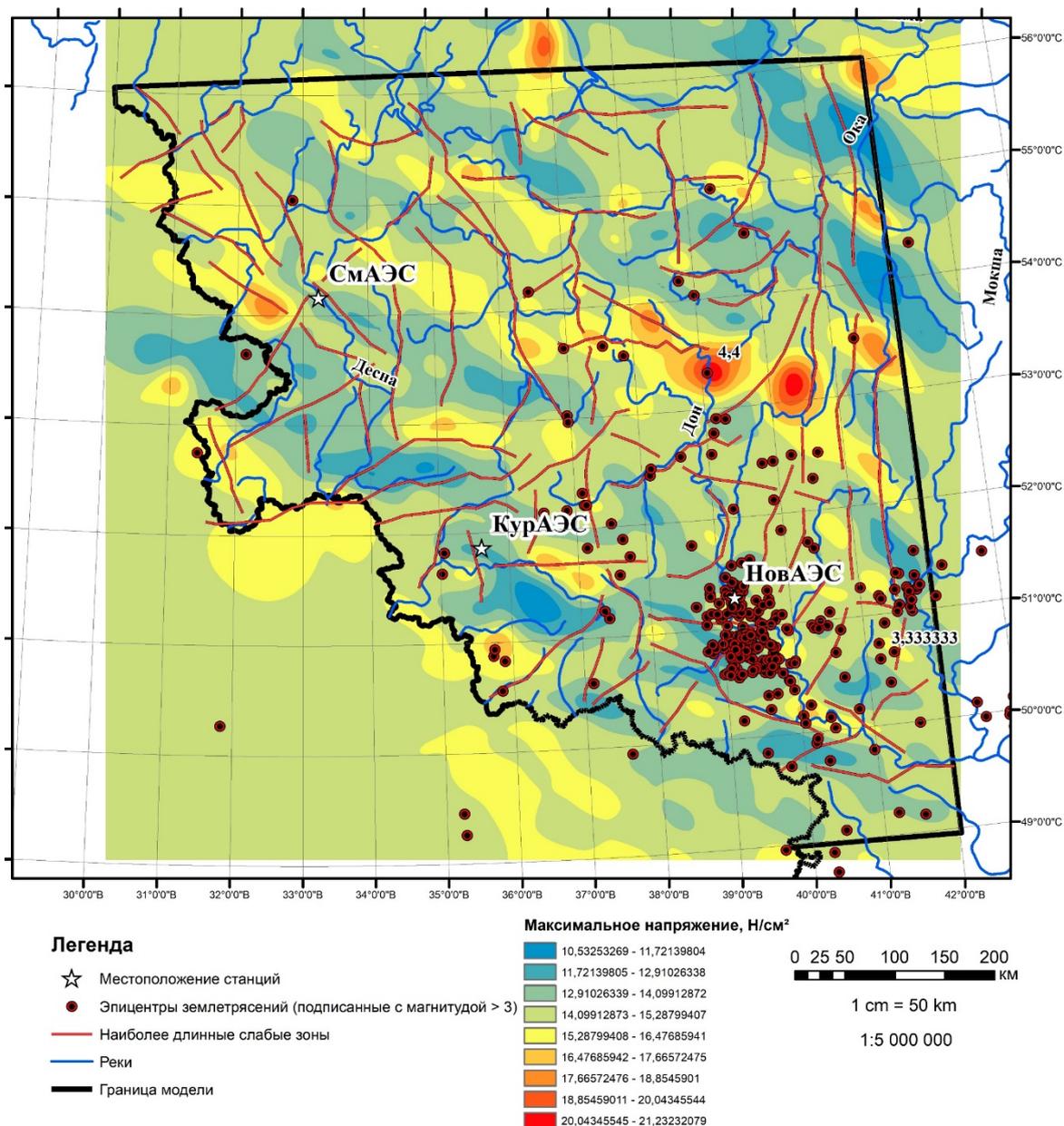


Рис. 2. Карта параметра «максимальное напряжение»

#### ЛИТЕРАТУРА

- Панина Л.В. Новейшие структуры и рельеф земли. М.: Перо, 2019. 115 с.  
 Сенцов А.А. Сейсмотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2022. 113 с.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО ПОЛЯРНОГО РЕГИОНА - КАЙНОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ КАК ПРИЧИНА ВУЛКАНИЗМА, ПОВЫШЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ПОДПЛАВЛЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ЩИТА СНИЗУ

*Лобковский Л.И.<sup>1</sup>, Баранов А.А.<sup>2</sup>, Суцевская Н.М.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *Институт Океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*

<sup>2</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

<sup>3</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия*

*e-mail: [aabaranov@gmail.com](mailto:aabaranov@gmail.com)*

### **Аннотация**

Высокий тепловой поток и вулканическая активность в Западной Антарктиде способствуют нестабильности и ускорению стока в океан покровных ледников Западно-антарктического ледового щита. При этом может произойти катастрофическое повышение уровня моря на десятки сантиметров – первые метры за очень короткое по геологическим масштабам время (годы-десятилетия) за счет быстрого сползания больших масс льда Западной Антарктиды в океан. В случае сползания ледников Пайн-Айленд (50 см повышение уровня моря) или Туэйтс (65 см повышение уровня моря) в океан купол Западно-Антарктического ледяного щита потеряет опору со стороны этих ледников и может начать разрушаться. В этом случае уровень моря поднимется уже на первые метры. В настоящее время наблюдаются большие скорости движения выводных ледников Пайн-Айленд, Туэйтс, Амери, Денмен, Тоттен и других. Быстрое движение некоторых выводных ледников Восточной Антарктиды, вероятно, также вызвано подплавлением их подошвы, что дает основание предположить повышенный подледный тепловой поток в этих районах Восточной Антарктиды. Повышенный тепловой поток связан с характерной геодинамической обстановкой в южном полярном регионе. Антарктида окружена кольцом срединно-океанических хребтов, где поднимаются горячие мантийные потоки. Далее субгоризонтальные течения в верхней мантии переносят горячее вещество мантии на юг. Под Восточной Антарктидой имеется нисходящий мантийный поток, в котором верхнемантийное вещество погружается глубоко в мантию. Восточная Антарктида имеет толстую континентальную литосферу. На глубине 200-300 км субгоризонтальные мантийные течения переносят разогретое вещество под край Восточной Антарктиды, вызывая подплавление литосферы снизу. Расплавленное вещество поднимается на поверхность и извергается в вулканической провинции Гауссберг. В свою очередь Западная Антарктида от Антарктического полуострова до ледника Росса имеет утоненную кору и литосферу с положительными температурными аномалиями. В этом регионе недавно было обнаружено более 100 подледных вулканов.

### **Подледный рельеф и рифтовые впадины Антарктиды**

В Антарктиде выявлены узкие впадины, по всей видимости, рифтогенной природы, характеризующиеся аномально большими глубинами до 3 км, которые не встречаются на других континентах. Объяснение этого феномена Антарктиды естественно связать с позднекайнозойской активизацией рифтогенеза уже после оледенения континента. Уникальность ситуации для ледяного континента заключается в

том, что после оледенения происходит прекращение осадконакопления. Продолжение рифтогенеза в этих условиях приводит к формированию узких глубоких подледных впадин, заполненных льдом. На других континентах при отсутствии ледяного покрова в рифтовых впадинах происходит достаточно интенсивное осадконакопление, компенсирующее погружение коры при рифтогенезе, которое сглаживает поверхностный рельеф. Таким образом, наличие узких и глубоких впадин подледного рельефа Антарктиды, является свидетельством продолжающегося рифтогенеза после оледенения континента. На *рисунке 1* показан подледный рельеф Антарктиды согласно [Morlighem et al, 2020]. Вулканы показаны черными крестиками.

Выделяются следующие глубокие впадины ледового ложа [Morlighem et al, 2020] с отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе [Tenzer et al., 2018]:

1. Три субпараллельные депрессии ледников Бейли, Слессора и Рекавери. Для них гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают  $-100 \div -160$  мГал.

2. Система рифтов Ламберта. Для нее гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают  $-100$  мГал.

3. Предполагаемый рифт Гауссберг и рядом на берегу вулкан Гауссберг [Гольинский, Гольинский, 2012]. Эта структура менее выражена в подледном рельефе, глубина дна составляет 500-1000 м ниже уровня моря, а аномалии в свободном воздухе достигают  $-40$  мГал.

4. Система депрессий бассейна Авроры с продолжениями во впадинах Скотта, Денмана, Вандерфорда и Тоттена. Для них аномалии в свободном воздухе достигают  $-160$  мГал.

5. Узкие впадины бассейна Уилкса с глубинами до 2 км простирающихся далеко вглубь континента параллельно Трансантарктическим горам. Они соединяются с впадинами, пересекающими Трансантарктические горы, которые выходят в подледный бассейн Росса. Для них аномалии в свободном воздухе достигают  $-100$  мГал.

6. Изолированные подледные осадочные бассейны Восток, Астролябии и Адвенче. Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают  $-100$  мГал.

7. Рифты Земли Королевы Мод и Земли Эндерби имеют относительно меньший масштаб и представлены отдельными подледными депрессиями меридионального простиранья от берега вглубь континента.

9. Рифты Трансантарктических гор представлены узкими впадинами, перпендикулярными основной оси Трансантарктических гор. По ним происходит сток льда из Восточной Антарктиды в ледник Росса. Особняком стоит впадина ледника Ренника перпендикулярно берегу, разделяющая Трансантарктические горы у берега параллельно основному простиранью. Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают  $-100$  мГал.

Для Западно-Антарктической рифтовой системы глубины подледных впадин Бэрда, Бентли и других достигают 2 км и более при этом гравитационные аномалии в свободном воздухе составляют  $-40 \div -80$  мГал. В то же время для вулканических массивов Земли Мэри Бэрд и отдельных вулканов (Эребус и др.) гравитационные аномалии положительны ( $40 \div 80$  мГал).

Мало изучена другая система рифтов Западной Антарктиды, которая начинается в районе Южного полюса (глубины  $-500 \div -1000$  м, гравитационные аномалии в свободном воздухе  $-40 \div -80$  мГал). Здесь ложе ледника лежит уже на глубине  $-1000 \div -2000$  м, аномалии в свободном воздухе составляют  $-60 \div -120$  мГал. Далее эта депрессия

соединяется с депрессиями Земли Котс Восточной Антарктиды и впадиной с глубиной более километра выходит в море Уэдделла, где быстро выполаживается. Описанные подледные впадины характеризуются резкими отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе до -100 мГал и более [Tenzer et al., 2018], что обычно характерно для активных рифтовых систем.

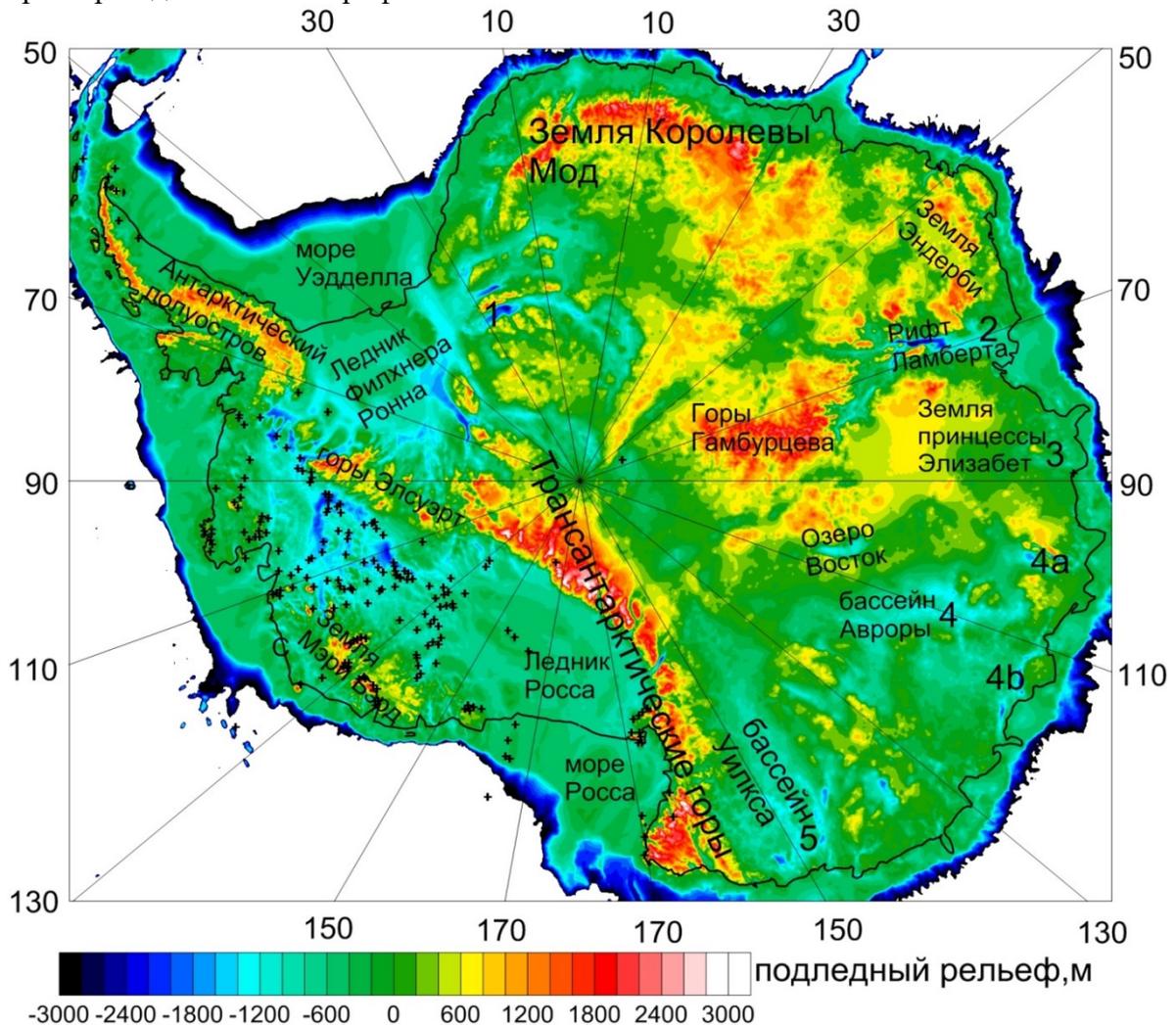


Рис. 1. Карта подледного рельефа BEDMACHINE [1]. Вулканы показаны черными крестиками

### Геодинамическая обстановка

Рифтогенез и вулканизм предполагает повышенный тепловой поток, что может приводить к подплавлению подошвы ледников и способствовать их ускоренному сползанию с коренного ложа в океан. Механизм образования рифтов Антарктиды связан с растяжением и последующим распадом суперконтинента Гондвана. По краям Гондваны действовали тянущие силы от окружающей суперконтинент зоны субдукции [Лобковский и др., 2004; Nikishin et al., 2002], тогда как под самим суперконтинентом имели место восходящие мантийные потоки. В позднем кайнозое, произошла активизация рифтогенеза в Антарктиде, вызванная начавшимся в миоцене общим ускорением глобальных геодинамических процессов [Добрецов, 2010], что проявилось, в частности, в интенсификации магматизма в Центральной и Восточной Азии [Ярмолюк и др., 2019] и горообразования в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе

[Трифонов, 2016]. Тектономагматические процессы в Западной Антарктиде во многом определялись фактором обрамляющей ее палеосубдукции, при отступании которой возникал эффект растяжения тихоокеанской окраины Гондваны. В настоящее время от этой субдукции остался лишь небольшой фрагмент у окончания Антарктического полуострова. Вместе с тем, процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от зоны субдукции, в большей степени определялись действующим нижнемантийным восходящим потоком под самим континентом, который, трансформируясь в горизонтальные подлитосферные течения, вызывал движение составляющих Гондвану материков в разные стороны от Антарктиды. При изменении режима конвекции, в частности, при ее ускорении горизонтальные верхнемантийные течения приводили к реактивации уже существующих и образованию новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды, связанных с действием локальных мантийных плюмов.

На *рисунке 2* приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN2 в сечении мантии Земли для Антарктического региона на глубине 100 км. Здесь и далее мы даем рассчитанные вариации температуры, поскольку добавление адиабаты в мантии Земли скрывает вариации температуры, вызывающие мантийную конвекцию [Баранов и др., 2023]. Черными точками показаны вулканы. Восточная Антарктида характеризуется отрицательными температурными аномалиями до 80 градусов, что подтверждает наличие под Восточной Антарктидой нисходящего мантийного потока. Для Антарктического полуострова, Западно-антарктической рифтовой системы, района ледника Росса характерны положительные температурные аномалии до 80 градусов, что согласуется с измеренным повышенным тепловым потоком на поверхности и современным вулканизмом Западно-антарктической рифтовой системы и части Антарктического полуострова. Западно-антарктическая рифтовая система содержит десятки недавно обнаруженных вулканов, в основном, подледных. В то же время для другой части Западной Антарктиды – ледника Филхнера-Ронна аномалии температуры отрицательны. Этот результат согласуется с наблюдаемыми данными об отсутствии рифтогенеза в настоящее время, небольшим измеренным тепловым потоком под этой областью и отсутствием вулканов.

На *рисунке 3* показаны вариации температуры и течения в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через 70 и 250 градусов восточной долготы. Для Арктического региона получен восходящий поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными. Для Западной Антарктиды отсутствует толстая континентальная литосфера. Горячее вещество под нее приходит за счет субгоризонтальных мантийных течений со стороны южной части Тихого океана. Для Восточной Антарктиды происходит аналогичный перенос горячего вещества под край континента с подплавлением континентальной литосферы снизу.

### Выводы

Геодинамическая модель объясняет основные особенности Антарктического региона. Вулканическая активность Западно-Антарктической рифтовой системы объясняется разогретой верхней мантией, утоненной корой и литосферой. В свою очередь, кора и литосфера утонялись в результате процессов растяжения в ходе распада Гондваны и дальнейшей эволюции ее тихоокеанской окраины. Показано наличие кайнозойских рифтов в Восточной Антарктиде, несмотря на утолщенную литосферу. Перенос горячего вещества из плюма Кергелен конвективными потоками под край литосферы объясняет недавнюю активность вулкана Гауссберг и возможное наличие

подледной вулканической провинции в этом районе побережья Восточной Антарктиды. Активные подледные рифты и вулканы дают повышенный тепловой поток, что ведет к подплавлению ледников снизу и их скольжение в сторону моря, что в свою очередь может привести к быстрому повышению уровня моря за счет сползания больших ледовых масс и вытеснения больших объемов воды. Наличие большого количества узких и глубоких депрессий ложа ледового щита в различных районах Антарктиды с глубинами до 3500м ниже уровня моря (впадина Денмана) объясняется позднекайнозойским рифтогенезом. Поскольку осадконакопление под ледяным щитом практически невозможно, предполагается, что образование этих глубоких подледных некомпенсированных впадин связано с активизацией рифтогенеза уже после оледенения Антарктиды [Баранов, Лобковский (в печати)]. При этом при подходе рифтовой структуры к берегу континента ее подледный рельеф выполаживается, что свидетельствует о возможном осадконакоплении в переходной области в периоды таяния льда и последующих морских регрессий-трансгрессий. Отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе порядка -100 мГал для многих подледных впадин свидетельствуют в пользу их рифтогенной природы. Представленная геодинамическая модель мантийных течений требует дальнейших уточнений. В частности, в нашей модели не учтены вариации химического состава в мантии, континентальной коре, в слое D''. Необходимы более детальные расчеты структуры течений в верхней мантии Земли, введение плитной реологии на поверхности Земли и т.д.

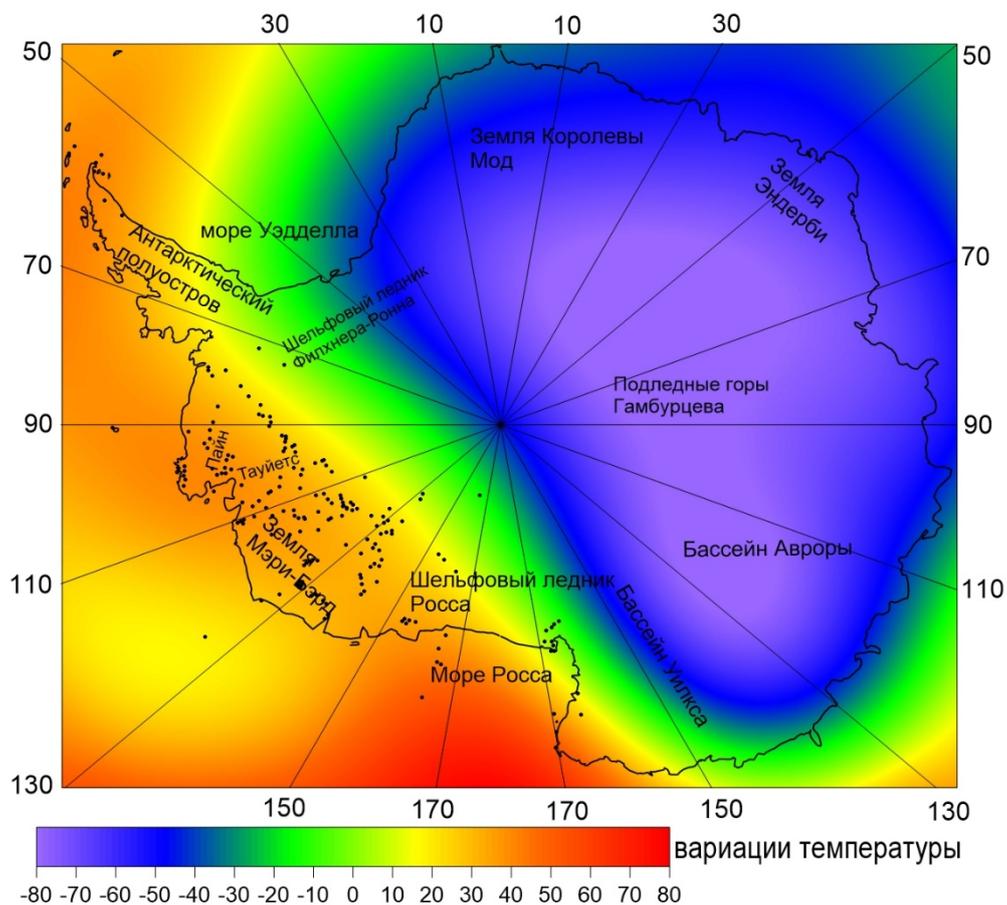


Рис. 2. Вариации температуры для Антарктического региона на глубине 100 км. Черными точками показаны вулканы

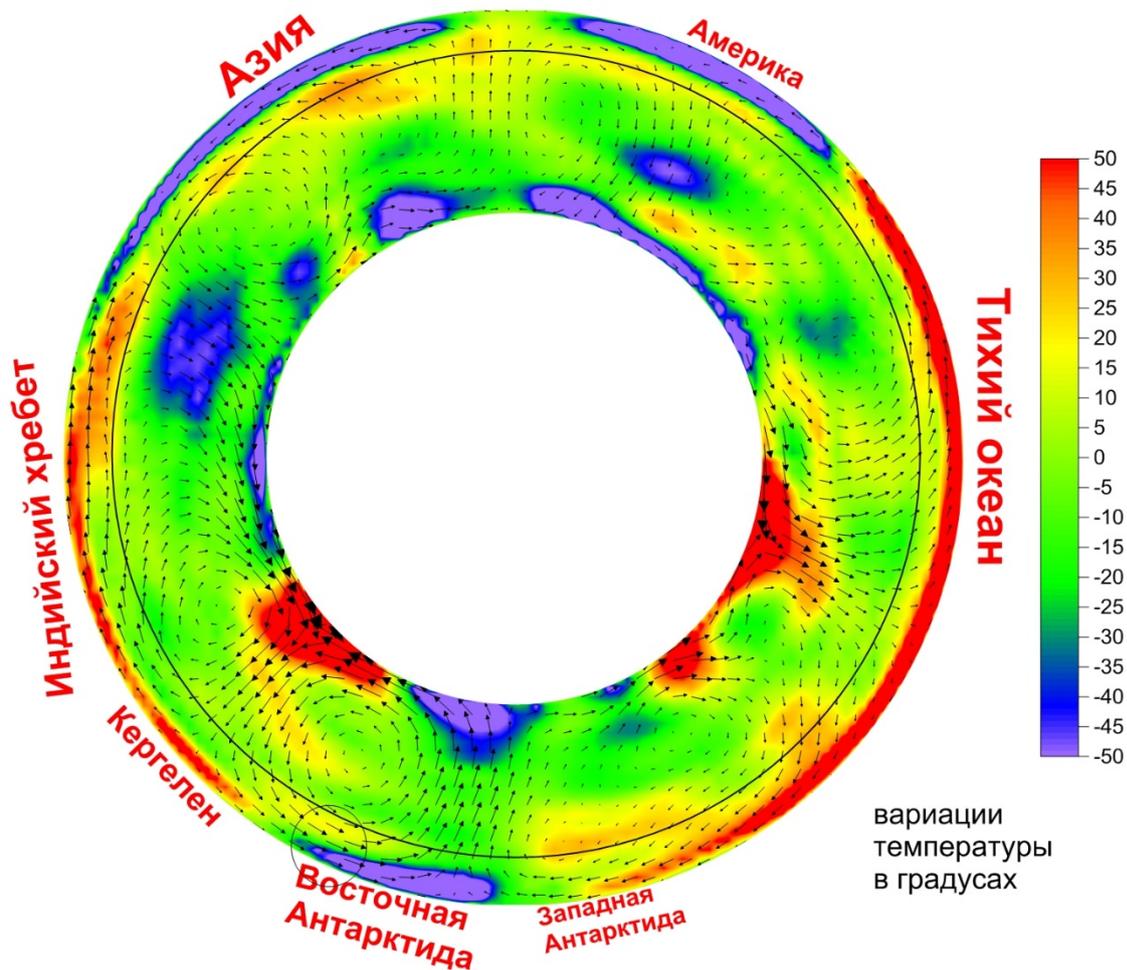


Рис. 3. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 70 и 250 градусу восточной долготы

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН №FMWE-2021-0004 и частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН №FMWU-2022-0002.

#### ЛИТЕРАТУРА

Баранов А.А., Лобковский Л.И. Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // ДАН. В печати

Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды. // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.

Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды - ключ к пониманию распада Гондваны // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 58-72.

*Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.

*Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610 с.

*Трифонов В.Г.* Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 3–24.

*Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М.* и др. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.

*Morlighem M., Rignot E., Binder T.* et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // Nat. Geosci. 2020. V. 13. P. 132–137.

*Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D.* et al. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 3–39.

*Tenzer R., Chen W., Baranov A.* Gravity Maps of Antarctic Lithospheric Structure from Remote-Sensing and Seismic data // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. No. 6. P. 2181–2203.

## НЕОТЕКТОНИКА И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

*Мануилова Е.А., Сим Л.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

e-mail: [e.manuilova@ifz.ru](mailto:e.manuilova@ifz.ru)

Вопросам неотектоники Горного Алтая посвящено большое количество работ [Яковлев, 1939; Девяткин и др., 1965]. В конце мела и палеогене на территории Горного Алтая происходила пенепленизация рельефа, которая привела к формированию коры выветривания [Добрецов и др., 2016]. Согласно [Добрецов и др., 1995], наиболее контрастные движения, приведшие к формированию современного рельефа, произошли в неогене-антропогене. Это же время связывают с началом неотектонического этапа на данной территории [Новиков, 2004; Федак и др., 2011].

Предполагается, что на неотектоническом этапе тектонические структуры Горного Алтая претерпели трансформацию геодинамических условий – обстановка субширотного горизонтального сжатия с преобладанием взбросовых и сдвиговых перемещений по разрывным нарушениям, существовавшая вплоть до неогена, сменилась на условия горизонтального сдвига с субгоризонтальной осью сжатия северо–северо-восточного и северо-восточного направления и запад–северо-западной и северо-западной ориентацией оси растяжения. При таком поле напряжений доминирующие разрывы северо-западного простирания на этой территории характеризуются в основном право-сдвиговыми смещениями, а разрывы северо-восточного простирания – лево-сдвиговыми.

В связи с этим, целью исследования являлось выделение новейших структур на территории юго-восточной части Горного Алтая в детальном масштабе (1:100 000) и установлении их геодинамической обстановки формирования структурно-геоморфологическими методами Н.П. Костенко [Костенко, 1999] и Л.А. Сим [Сим, 1991, 2000; Ребецкий и др., 2017].

В ходе работы использовались разномасштабные топографические карты, цифровая модель рельефа, построенная по данным SRTM (размер пикселя 91x91 м), космические снимки с сервера ArcGis Online, геологические, тектонические и другие картографические, геологические и опубликованные материалы.

Структурно-геоморфологический метод Н.П. Костенко направлен на выявление конэрозионных (с момента становления структурной формы в рельефе) дислокаций и их типов. В основе этого метода лежит анализ гидрографической сети, рисунка и абсолютных отметок современного рельефа, которые являются результатом, как тектонических движений, так и результатом воздействия экзогенных процессов, происходящих на новейшем этапе развития региона. На территории исследования выявление новейших структур осуществлялось как в плане при проведении визуального структурно-геоморфологического дешифрирования, так и в вертикальном сечении, путем построения и интерпретации серии геоморфологических профилей. Наиболее полная методика приведена в работах [Костенко, 1999].

Фактическим материалом для проведения СГ-метода служат данные дешифрирования рельефа — линеаменты (возможные разломы) и мегатрещины, которые интерпретируются как разрывы оперения в зоне сдвига. При дешифрировании

рельефа удается распознать сколовые и отрывные мегатрещины. Сколы в большинстве случаев соответствуют прямолинейным элементам рельефа, а отрывы – сильно меандрирующим в пределах мегатрещины водотокам, удлинненным озерцам в руслах рек, прямолинейным границам болот и озер. Их ориентация должна соответствовать двум системам оперяющих сколовых сопряженных трещин и трещинам отрыва. При этом оси сжатия должны быть ориентированы определенным образом по отношению к линеamentу – под углом  $30^\circ$  при дополнительном растяжении, под углом  $45^\circ$  при трехосном напряженном состоянии и под углом  $60^\circ$  при дополнительном сжатии. Взаимные ориентировки оперяющих разрывов в зоне динамического влияния сдвигов были обобщены М.В. Гзовским [1975].

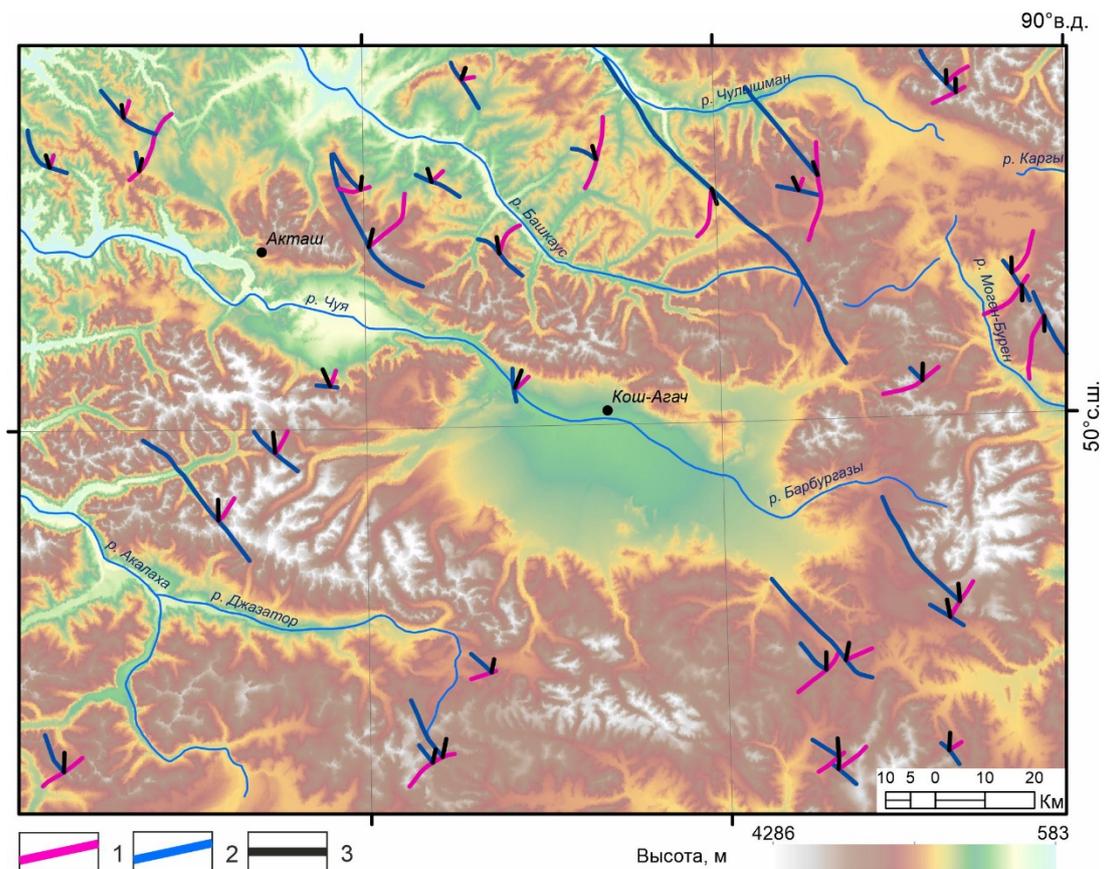
Если ориентация мегатрещин, выделенных вблизи линеамента, как между собой, так и по отношению к разлому соответствует одному из вариантов ориентировок оперяющих разрывов в зоне сдвига, то принимается, что линеament и мегатрещины имеют тектоническую природу. При этом определяются ориентировки осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости и знак сдвигового смещения (правый или левый сдвиг), а также устанавливается геодинамическая обстановка активизации разлома фундамента или осадочного чехла (дополнительное сжатие или растяжение). Допускается, что одна из горизонтальных осей может быть осью промежуточного главного нормального напряжения. Для точного определения осей требуются полевые тектонофизические и геологические данные.

В результате проведенных исследований по методу Н.П. Костенко построена структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Горного Алтая и серия геоморфологических профилей. На карте показаны новейшие структуры, выраженные в современном рельефе: региональные и локальные поднятия и впадины, слабые зоны и новейшие разрывы (в том числе и со сдвиговой составляющей), выявленные при интерпретации геоморфологических профилей и визуальном структурно-геоморфологическом дешифрировании.

Своды новейших поднятий сложены дочетвертичными образованиями, делювиальными и солифлюкционными отложениями среднего-верхнего неоплейстоцена. В пределах новейших впадин присутствуют гляциальные отложения чуйского горизонта среднего неоплейстоцена, аллювиальные и коллювиально-делювиальные осадки верхнего неоплейстоцена-голоцена.

Простирающиеся слабые зоны и новейшие разрывы — северо-западное, северо-восточное и субширотное. По системе новейших разрывов северо-западного простирающегося с право-сдвиговой составляющей и северо-восточного простирающегося с лево-сдвиговой составляющей выявлено направление оси горизонтального сжатия, которое изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного (рис. 1).

В результате дешифрирования топографической карты (масштаб 1:1 000 000) методом Л.А. Сим выделены линеamentы – возможные новейшие разломы. При проведении анализа их выраженности в рельефе и сопоставления с разломами, выявленными ранее [Новиков, 2001; Федак и др., 2011; Добрецов и др., 2016], выделены 4 разлома I ранга. К ним относятся: 1) Курайский разлом, меняющий свое простирающееся от субширотного в своей восточной части до запад-северо-западного в центральной части; 2) Чаган-Узунский разлом северо-восточного простирающегося; 3) Чарышско-Теректинский разлом восток-северо-восточного простирающегося; 4) Шавлинский разлом восток-северо-восточного простирающегося, отчетливо проявленный в долине р. Шавла и продолжающийся на запад-юго-запад до нижнего течения р. Чибитка.

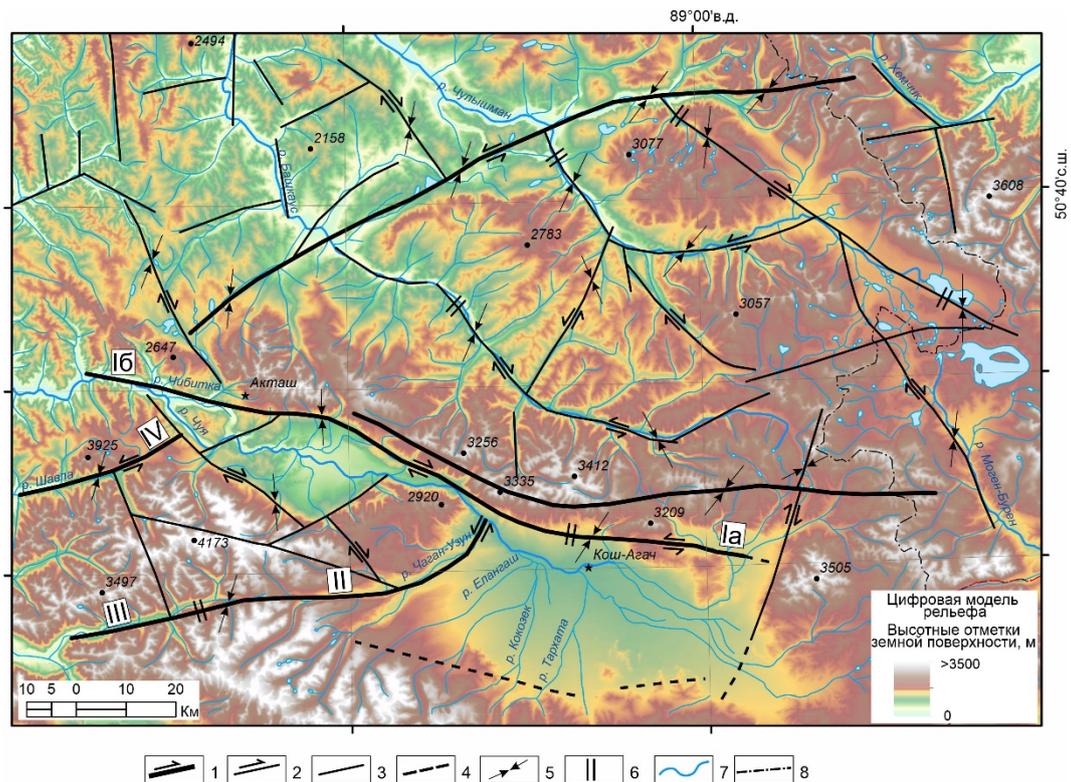


**Рис. 1.** Схема направления оси горизонтального сжатия, установленная по комбинации новейших разрывов со сдвиговой составляющей. 1 — новейшие разрывы с левосдвиговой составляющей северо-восточного простирания, 2 — новейшие разрывы с правосдвиговой составляющей северо-западного простирания, 3 — ось горизонтального сжатия

Прочие линейменты-разломы (менее протяженные и слабее выраженные в рельефе) переведены в разряд разломов II ранга лишь в том случае, если вблизи них откартированы мегатрещины (мелкие прямолинейные элементы рельефа – возможные разрывы оперения в зонах динамического влияния сдвигов).

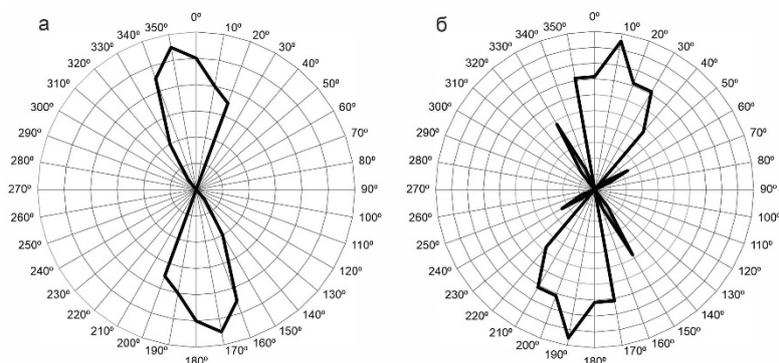
СГ-методом определены направления сдвиговых перемещений по разломам и реконструированы неотектонические напряжения Чуйско-Курайской впадины, а также обрамляющих ее структур. Все определения ориентации осей сжатия, которым соответствуют две (в отдельных случаях одна) системы R- и R'-сколов, а также мегатрещины, параллельные оси сжатия и нормальные к оси растяжения, нанесены на участках разломов, вблизи которых они были определены.

Анализ восстановленных СГ-методом кинематических типов перемещений по сдвиговым разломам показал, что разломы северо-западного и запад–северо-западного простирания как I, так и II рангов являются правыми сдвигами, а разломы северо-восточного простирания – левыми (рис. 2). Исходя из розы-диаграммы (рис. 3б), видно, что направление оси сжатия на этой территории изменяется от меридионального до север–северо-восточного.



**Рис. 2.** Схема неотектонических напряжений и разломов Юго-Восточного Алтая, реконструированных при помощи СГ-метода Л.А. Сим [Маринин и др., 2022]. 1 — разломы I ранга: правые и левые сдвиги; 2–3 — разломы II ранга: 2 — правые и левые сдвиги, 3 — линейменты; 4 — разломы предположительные; 5 — ориентация оси сжатия; 6 — ориентация оси дополнительного сжатия; 7 — реки; 8 — граница административных объектов; I–IV — новейшие разломы: Ia — восточная ветвь Курайского разлома, Ib — западная ветвь Курайского разлома, II — Чаган-Узунский, III — Чарышско-Теректинский, IV — Шавлинский

На розах-диаграммах (рис. 3) показаны направления оси горизонтального сжатия, установленной структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко (рис. 3а) и Л.А. Сим (рис. 3б), которые показывают схожие их направления. В целом направление оси горизонтального сжатия на этой территории изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного.



**Рис. 3.** Ориентация реконструированных осей горизонтального сжатия в пределах юго-восточной части Горного Алтая: а — структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко, б — СГ-методом Л.А. Сим

Таким образом, в результате проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа по методу Н.П. Костенко на территории юго-восточной части Горного

Алтая выявлены новейшие структуры, для которых характерен сводово-глыбовый стиль. По комбинации правых и левых сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, выявлено, что ориентировка оси горизонтального сжатия изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного, что соответствует направлению, установленному СГ-методом Л.А. Сим. Сопоставление результатов реконструкции оси горизонтального сжатия с использованием различных структурно-геоморфологических методов показало сходимость этих результатов.

*Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 253 с.
- Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М.* и др. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н.* и др. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937–1948.
- Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
- Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А.* и др. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.
- Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 313 с.
- Новиков И.С.* Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1377–1388.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
- Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.
- Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- Яковлев В.А.* К вопросу о происхождении Телецкого озера // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 17. Вып. 4–5. С. 3–13.

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ОКСКО-ДОНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССАХ

Надежка Л.И.<sup>1,2</sup>, Ежова И.Т.<sup>1,2</sup>, Ефременко М.А.<sup>2</sup>, Семенов А.Е.<sup>1,2</sup>, Золототрубова Э.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

<sup>2</sup> Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Обнинск, Россия

e-mail: [nadezhka@geophys.vsu.ru](mailto:nadezhka@geophys.vsu.ru)

Известно, что земная кора от дневной поверхности до верхов мантии латерально неоднородно и вертикально расслоена. Это свойство земной коры присуще также и территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Воронежский кристаллический массив является структурой с двухъярусным строением: нижний структурный ярус – сложная по структуре и вещественному составу кристаллическая кора, в эрозионном срезе которой выделяются структуры первого порядка: Курский, Хоперский мегаблоки и разделяет их Лосевская шовная зона [Ненахов и др., 2007]. Эти структуры в свою очередь подразделяются на ряд структур второго и более мелкого порядка [Литосфера..., 2012; Ненахов и др., 2007].

Верхний структурный этаж – осадочный чехол. Стратиграфический перерыв между кристаллическим фундаментом, сформировавшимся к началу верхнего протерозоя, и осадочным чехлом имеет различную продолжительность в разных частях массива и определяется возрастом отложений, перекрывающим фундамент. Центральная часть эрозионного среза докембрия ВКМ перекрыта отложениями девона. Разрез осадочного чехла в разных частях массива имеет специфические черты, отражающие особенности развития региона в фанерозое [Раскатов, 1969]. Проанализировав разрез фанерозоя, можно сделать вывод: современный рельеф сформировался, в основном, начиная с верхнемелового времени и наиболее контрастно в палеоген-четвертичный период. Отчетливо прослеживается структурно-тектоническая обусловленность границ и зон сочленения неотектонических структур первого порядка Среднерусской возвышенности и Окско-Донской низменности (СВ и ОДН). Наиболее активные тектонические процессы происходили на территории региона в неоген-четвертичный период.

В центральной, наиболее приподнятой части ВКМ граница между СВ и ОДН проходит фактически по реке Дон. В этом районе, кристаллический фундамент представлен диабаз-порфиритовой формацией лосевской серии. Породы формации мигматизированы в более поздние этапы развития региона. Вместе с тем, геологическое строение осадочного чехла, в этой части региона, существенно отличается на правом и левом берегу реки Дон. На *рисунке 1* представлен разрез осадочного чехла по профилю, пересекающему восточный склон СВ и западную часть ОДН. Как видно из рисунка, строение осадочного чехла существенно разное. Вместе с тем, строение эрозионного среза докембрия в этой части региона не имеет существенных различий.

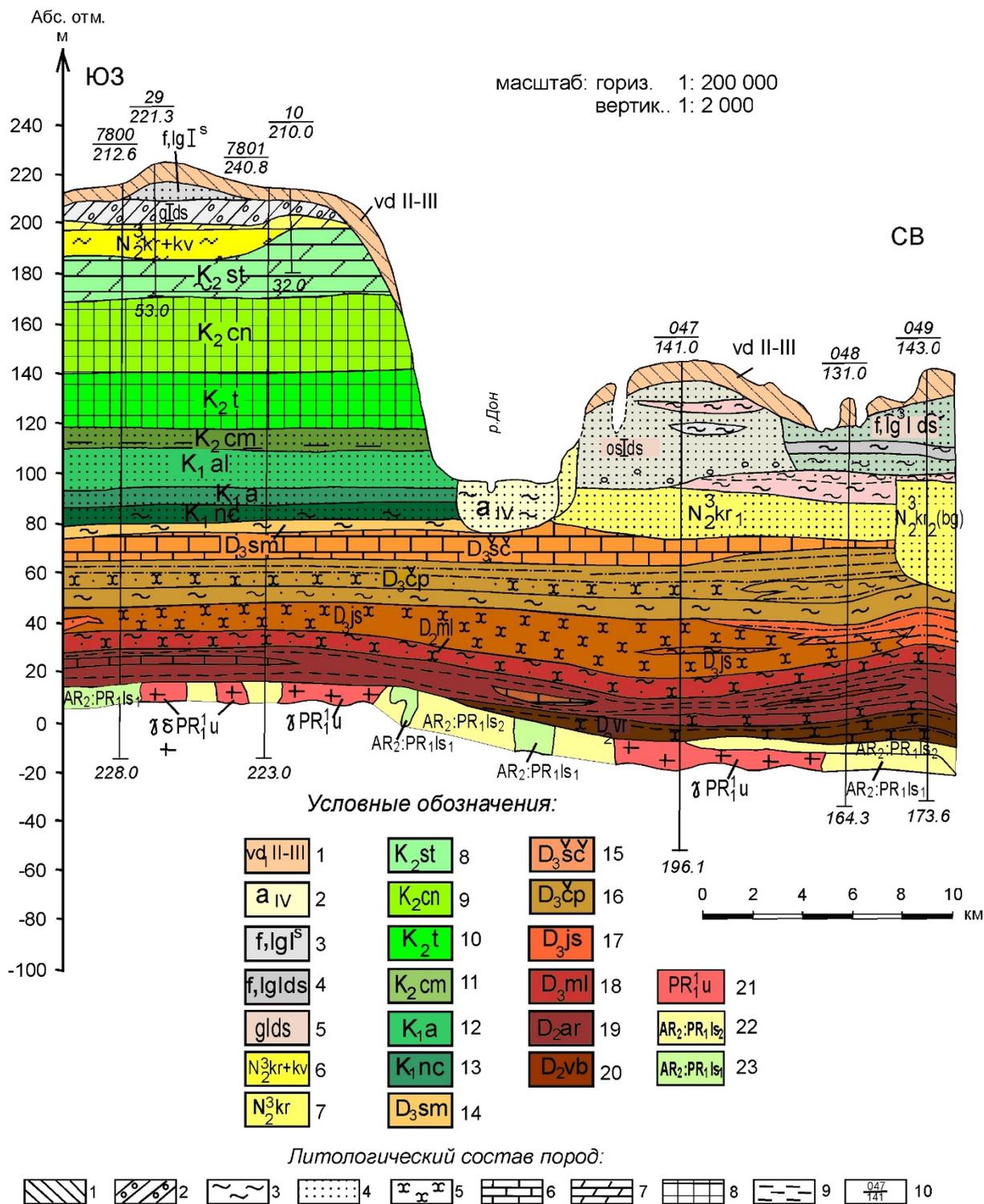


Рис. 1. Геологический разрез осадочного чехла в зоне сочленения Среднерусской возвышенности и Окско-Донской низменности (составлен по фактическим данным из фондовых материалов).

Условные обозначения: Четвертичная система: 1 – vd II-III – Покровные отложения. Лессовидные суглинки. 2 – a<sub>IV</sub> – Аллювий пойм: пески, глины. 3 – f, lg<sup>s</sup> – флювиогляциальные, озерно-ледниковые отложения отступающего ледника, 4 – f, lglds флювиогляциальные, озерно-ледниковые отложения максимального распространения ледника. 5 – glds – Ледниковые отложения. Донской

горизонт нижнего звена. Морена. Глины, суглинки, супеси с включениями эрративного материала. 6 -  $N_2^3$  kr+kv – Неогеновые отложения нерасчлененные. Аллювиальные пески. 7 -  $N_2^3$  kr – Неогеновые отложения, пески. Меловая система. Верхний отдел: 8 –  $K_2st$  Сантонский ярус. Мергели, опоки, глины. 9 –  $K_2sp$  – Коньякский ярус. Мел. 10 –  $K_2t$  – Туронский ярус. Мел. 11 –  $K_2st$  – Сеноманский ярус. Пески с фосфоритами. Нижний отдел: 12 –  $K_1a$  – Аптский ярус. Пески. 13.  $K_1nc$  – Неокомский надъярус. Глины, пески, песчаники. Девонская система Верхний отдел: Фаменский ярус. 14–  $D_3sm$  – Семилукская толща. Известняки глинистые, глины карбонатные, углистые. 15 –  $D_3sc$  – Верхнецигровская подсвита. Известняки. 16 –  $D_3sr$  – Нижнецигровская подсвита. Чаплыгинский горизонт. Аргиллитоподобные глины, песчаники глинистые, известняки. 17 –  $D_3js$  – Ястребовские слои. Песчаники, алевролиты, глины. Средний отдел. Живетский ярус. 18–  $D_2ml$  – Муллинские слои. Песчаники глинистые, аргиллиты. 19 –  $D_2ar$  – Ардатовские слои. Глины аргиллитоподобные, песчаники, аргиллиты с прослоями известняков. 20 –  $D_2vr$  – Воробьевские слои. Песчаники, аргиллиты с прослоями ракушняков, алевролиты. 21 – Протерозой. Гранитные интрузии усманского комплекса. Кристаллический фундамент: 22-23 –  $AR_2$ : -  $PR_1$  ls – Архей-протерозой. Лосевская серия. Литологический состав пород: 1 – суглинки, 2 – суглинки валунные (морена), 3 – глины, 4 пески, 5 – песчаники, 6 – известняки, 7 – мергели; 8 – мел; 9 – аргиллиты; 10 – в числителе - № скважины, в знаменателе - глубина скважины в метрах.

В структуре осадочного чехла Среднерусской возвышенности присутствуют образования девонской системы палеозоя, юрской и меловой систем мезозоя, палеогеновой и четвертичной систем кайнозоя. В пределах Окско-Донской низменности, на размытых отложениях верхнего девона с угловым несогласием залегают отложения неогена. Юрско-меловые отложения размыты. Неогеновые отложения широко развиты в пределах ОДН.

Сопоставление строения плиоценовых террас СВ и ОДН свидетельствуют о различии их тектонического режима в неоген-четвертичное время.

Для более детального анализа особенностей развития и строения ОДН и СВ был выполнен специальный анализ, в рамках которого проанализированы мощность неоген-четвертичных образований. Кроме того, проанализированы и указаны описания многочисленных скважин и разрезов.

Если рассматриваемые неотектонические структуры сформировались в результате суммарных движений в неоген-четвертичное время, то выяснение динамики тектонических процессов за четвертичный период всегда представляло большие трудности.

С целью выяснения динамики в четвертичный этап развития в качестве опорного горизонта были приняты красноцветные продукты выветривания миоцен-плиоценового возраста. Эти образования сохранились на небольших участках водоразделов в пределах СВ. До последнего времени отложения красноцветов в пределах ОДН считались отсутствующими.

Однако специальный анализ образцов в пределах ОДН позволил установить что миоценовые отложения нередко являются аллювиальной красноцветной корой выветривания. Это позволило оценить мощность четвертичных отложений как в пределах Среднерусской возвышенности, так и в пределах Окско-Донской низменности, что позволило оценить характер и интенсивность геодинамических движений в четвертичное время.

Установлено, что для Среднерусской возвышенности характерно блоковое строение. При этом границы блоков, как правило, унаследованы неогеновые. Однако, интенсивность геодинамических движений в неогеновое время существенно превосходит интенсивность движений блоков в четвертичное время.

Территория ОДН в отличии от СВ характеризуется слабой степенью динамических процессов. В четвертичное время как и в неогене на территории ОДН идет

накопление рыхлых осадков большой мощности, при этом, аккумуляция носит наложенный характер. В целом, для описываемой территории ОДН не характерно блоковое строение.

Таким образом, можно сделать вывод, что территория исследований, резко делится по геологическому строению и геодинамической активности в неоген-четвертичное время на две части: СВ и ОДН. Зона, разграничивающая эти структуры, по которой происходили неоднократные их перемещения, рассматривается как зона динамической активности. Амплитуда перемещения воздымающейся СВ и опускающейся ОДН, начиная с миоцена в четвертичное время составляла 10-20 м (редко 30 м). В неогеновый же этап геодинамического развития она составляла 100-120 м.

В целом, рассматриваемые структуры осадочного чехла отличаются геологическим строением, тектоническим развитием и современным геодинамическим состоянием.

Ранее в работе [Ефременко и др., 2020] было показано, что особенности геологического строения и состояния земной коры в месте регистрации влияют на характер записи волновых полей, вызванных взрывами.

В качестве примера в статье рассматриваются записи волнового поля сейсмического события, вызванного взрывом в Павловском карьере сейсмическими станциями, одна из которых расположена в пределах западной части Окско-Донской низменности (Каменно-Верховка – AUB1), другая – в пределах Среднерусской возвышенности (Истобное – ABD1). Эти станции расположены на близких расстояниях от источника (Павловского карьера): AUB1 – 130 км, ABD1 – 146 км.

На *рисунке 2* представлены записи вертикальной составляющей волнового поля и амплитудно-частотные спектры в районе расположения двух станций. Как видно из рисунка, и волновая форма и спектры в районе расположения двух станций существенно отличаются. В районе станции, расположенной в ОДН, спектр волнового поля в диапазоне частот 2.0–5.0 Гц совпадает со спектром фоновых колебаний. Это свидетельствует, что геологическая среда в пределах западной части ОДН поглощает, волновое поле в этих частотах. Значительное повышение спектральных амплитуд волнового поля, вызванного взрывом, наблюдается на частотах 10.0 и более Гц.

В районе Среднерусской возвышенности, наоборот, в диапазоне частот 2.0-5.0 Гц спектральные амплитуды вертикальной компоненты волнового поля, возбуждаемого взрывом, превышают спектральные амплитуды фоновых колебаний почти на порядок. Однако, после 10.0 Гц спектральные амплитуды фактически совпадают.

Из изложенного следует, что геологическая среда обладает избирательными частотными свойствами в зависимости от геологического строения и геодинамического состояния. Это свойство волнового поля импульсных событий, обусловленных взрывами, можно использовать для оценки динамического состояния верхней части земной коры в других частях региона.

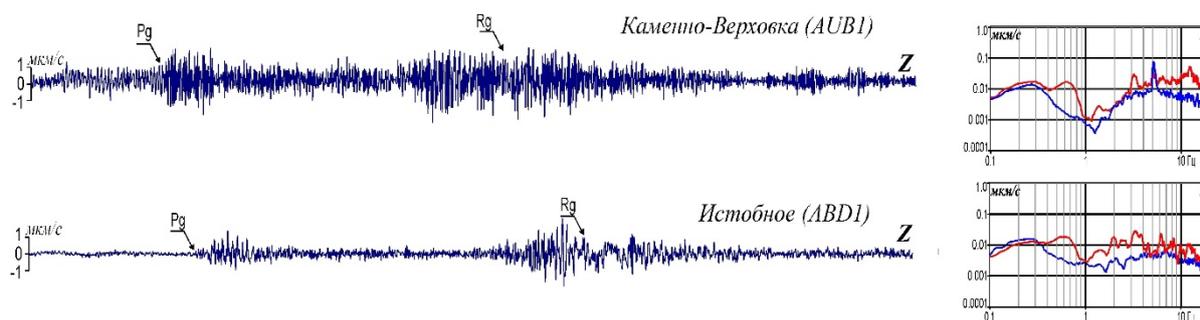


Рис. 2. Пример записи вертикальной компоненты волнового поля сейсмического события, вызванного взрывом в Павловском карьере, и амплитудно-частотные спектры

#### ЛИТЕРАТУРА

Ефременко М.А., Золототрубова Э.И., Ежова И.Т. и др. Влияние геологических условий на характер записей волновых форм промышленных взрывов // Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж, 2020. С. 131–136.

Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. Н.М. Чернышов. Воронеж: Научная книга, 2012. 330 с.

Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И. и др. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2007. 284 с.

Отчет “Уточнение результатов детального сейсмического районирования в 150 км зоне (масштаб 1:500000) и в 30 км зоне (масштаб 1:50000) вокруг НВ АЭС”. Научный руководитель: Л.И. Надежка. Воронеж, 2000.

Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.

Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ Геологии Воронежского государственного университета. Вып. 9. Воронеж: изд-во ВГУ, 2002. 220 с.

Трегуб А.И. Элементы первого ранга в неотектонической структуре ВКМ // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геологическая. 1999. № 8. С. 9–17.

## АРХЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ

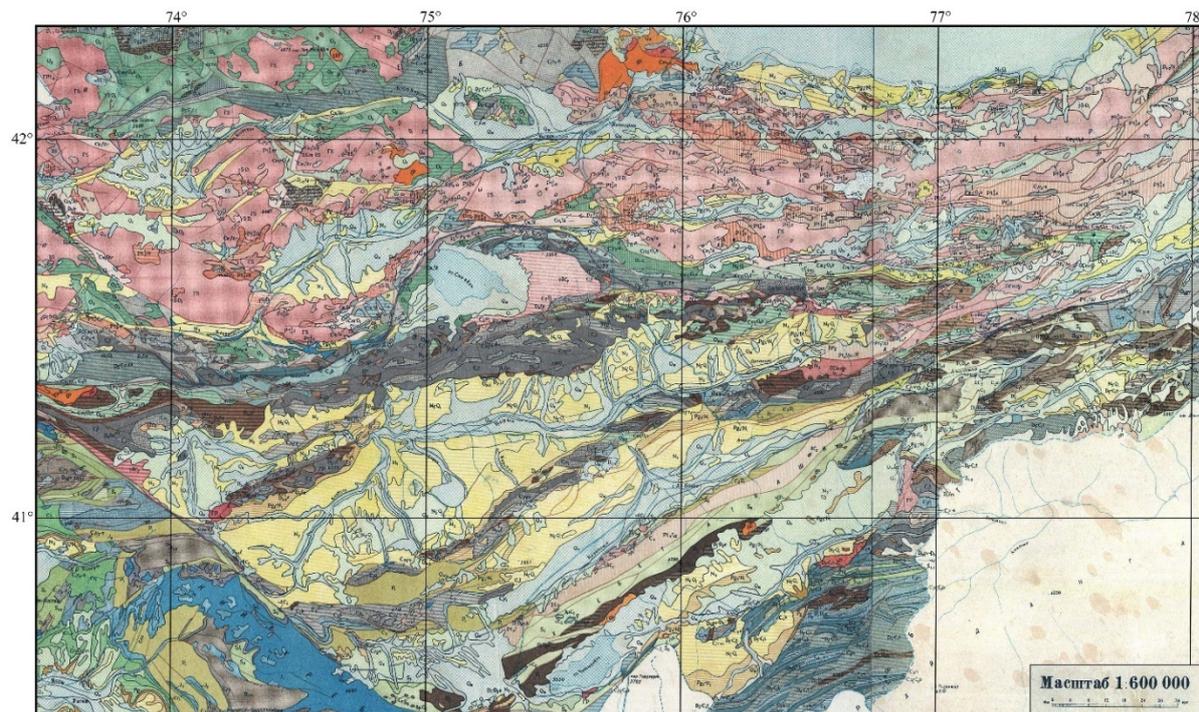
*Стрельников А.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

Джумгальская впадина находится в Нарынской области, которая расположена в центральной части Киргизской Республики, во Внутреннем Тянь-Шане, который состоит из системы хребтов, разделенных внутригорными долинами.

Геологическое строение территории Нарынской области обусловлено разнообразием горных сооружений и пород коренной основы, которые в свою очередь состоят из магматических, метаморфических и осадочных комплексов, объединенных в скальные и полускальные группы, в которых развиты опасные экзогенные процессы – обвалы, камнепады, осыпи, карсты. Межгорные впадины заполнены рыхлыми мезозойско-кайнозойскими породами. В них распространены многочисленные дислокации в виде оползней, овражной эрозии, селей, солифлюкции, плоскостного смыва и других экзогенных процессов, и явлений [*Рахмединов, 2018*] (*рис. 1*).



*Рис. 1. Геологическая карта Нарынской области. Фрагмент геологической карты Киргизской ССР, масштаб 1:600 000 [Додонова и др., 1965]*

В новейшем поле напряжений происходят частичная активизация древних швов и движения по ним. Крупные впадины (Нарынская, Курайская, Чуйская) связаны с зонами Курайско-Чуйского, Саяно-Тувинского, Чингиз-Нарынского разломов. Борта

впадин подняты относительно днищ впадин на 1000 м и более. Впадины втянуты в воздымание прилегающих территорий, их краевые части частично деформированы, а сопряженные поднятия надвинуты на отложения впадин [Трифонов и др., 2021].

Характерное проявление тектонических движений четвертичного периода можно обнаружить в центральной части Джумгальской впадины к северу от административного центра Жумгальского района, Нарынской области, города Чаек. Впадина представляет собой асимметричную синклинали длиной приблизительно 70 км и шириной до 35 км с довольно пологим южным краем и сложной разломанной и складчатой северной границей (рис. 2).

Система платообразных холмов с шириной варьирующейся от 1 до 3,0 км тянется вдоль оси синклинали более чем на 25 км. Самый крупный участок расположен в центральной части впадины к северу от пос. Чаек.



**Рис. 2.** Джумгальская впадина, неотектонический рамповый грабен, ограниченный с юга и севера встречными надвигами. Бергитрихами показаны зоны надвигания по разломам на северную часть долины. Знаками плюс и минус отображена локальная разница высот рельефа. 1 – выраженная в рельефе приразломная зона; 2 – местоположение древней крепости Джумгал и проходящего рядом с ней горизонтального смещения реки Джумгал по разлому (см. рис. 3)

Немаловажный пример проявлений современных неотектонических процессов является нарушение русла одноименной Джумгальской долине р. Джумгал. Идеей возможного тектонического нарушения на данном участке расположенном в 3,5 км от пос. Чаек послужила древняя крепость Кокандцев, находящееся в зоне русла р. Джумгал, на данный момент подтопленное и окруженное болотистой местностью (рис. 3).

Кокандское ханство начало завоевание Южной Киргизии при хане Умаре (1817—1821 гг.) и полностью завершило завоевание всей Киргизии при хане Мадалы (1822—1842 гг.) походами его полководцев минбаши Хаккулы на ташкенского кушбеги в 1830-х годах, что привело к признанию власти кокандского хана также и всеми северо-киргизскими племенами. <...> Для поддержания своего господства кокандцами был возведены крепости в кочевьях киргизов: Пишпек, Токмак, Мерке — на реке Чу, Аулие-Ата — на реке Таласе, Куртка и Тогуз-Торо на реке Нарын, Кетмен-Тюбе и Джумгал — на реке Джумгале, Бустан-терек и Ташкурман — на Памире. <...> В мае 1865 г. армия

Российской империи захватила и разрушила крепость Джумгал, однако через год крепость была восстановлена (*рис. 4*) [Бартольд, 1963].

В последствии данный объект середины XIX века, использовался в хозяйственных целях, пока предположительно не был подвергнут подтоплению из-за тектонического подпруживания р. Джумгал на участке ниже по течению.



*Рис. 3.* Космический снимок долины р. Джумгал. 1 – остатки древней Кокандцкой крепости «Джумгал»; 2 – одно из старых русел р. Джумгал; 3 – зона систематических смещений водотоков; 4 – новые русла р. Джумгал; 5 – грабенообразное тело; 6 – новое русло ручья; Штриховой линией отображено предполагаемое местонахождение разломной зоны

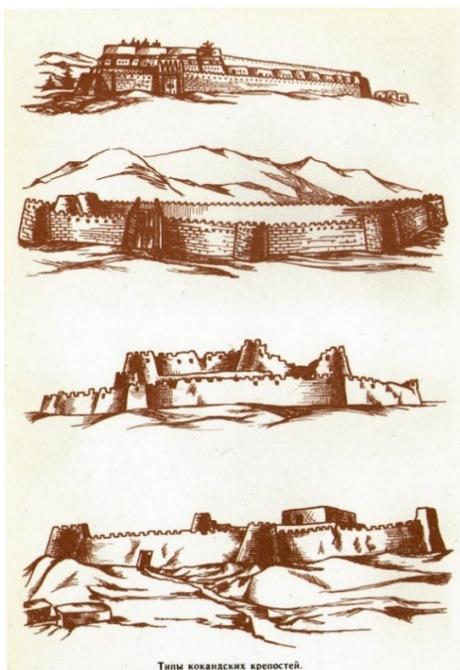
На *рисунке 3* запечатлены остатки археологического памятника в совокупности объектов, которые, предположительно стали причиной приостановки его использования людьми.

Так на космическом снимке можно отметить систематическое смещение русла реки и замены старых русел на новые, в результате тектонического поднятия участка по разлому. Такие систематические нарушения отмечены на нескольких участках. Также на юго-востоке от крепости обнаружено грабенообразное тело (*рис. 3, №5*). Возможно, в результате подвижек по разлому на север, произошло образование локальной зоны растяжения, что привело к формированию сейсмокомпенсационного грабена, который долгое время являлся местом прохождения горного ручья. Однако здесь же в результате вертикальных подвижек по разлому (показан штриховой линией *рис. 3*), произошло воздымание левого борта ручья и водоток вынужден был прорубать себе новое русло, (*рис. 3, №6*).

При помощи палеосейсмологических методов, в частности траншейных работ, морфометрического анализа рельефа и данных дистанционного зондирования удалось обнаружить и выполнить параметризацию нескольких объектов, маркирующих сильные землетрясения в территориально густонаселенной Джумгальской впадине. Выявлены вертикальные подвижки по разлому, проходящему вдоль р. Джумгал. Полученные данные свидетельствуют о необходимости детального изучения региона и уточнения

сейсмической опасности густонаселенных районов, часто расположенных вдоль сейсмогенерирующих структур.

Эти данные могут послужить дополнением к созданию Новой карты сейсмического районирования Кыргызской Республики, а также послужат пониманию стиля деформации и местоположения очагов сильных землетрясений в постплатформенных орогенах, таких как Тянь-Шань, Алтай, Саяны.



*Рис. 4. Кокандские и киргизские укрепления [Кокандские..., 2023]. Отмечено, что укрепления Кокандской армии представляли собой фундаментальные строения, которые сложно было бы возводить в болотистой местности*

#### ЛИТЕРАТУРА

Бартольд В.В. Киргизы. Исторический очерк // Сочинения. М., 1963. Т. II. Ч. 2. С. 65–80.

Додонова Т.А., Жуков Ю.В., Кнауф В.И. и др. Обзорная геологическая карта Кыргызской ССР. Масштаб 1:600000. Государственный геологический комитет СССР. Государственный производственный геологический комитет Кыргызской ССР. 1965.

Рахмединов Э.Э., Тилек кызы Г., Байкулов С.К. Сейсмическая опасность территории Нарынской области (Кыргызская Республика) // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2019. № 8. С. 16–21.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. и др. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии. // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.

Кокандские и киргизские укрепления. URL: <https://open.kg/about-kyrgyzstan/history/1881-kokandskie-i-kirgizskie-ukrepleniya.html>. Дата обращения: 31.11.2023.

## ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕИЗВЕСТНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВНУТРИГОННЫХ ДОЛИН ПРИИССЫКУЛЬЯ

*Стрельников А.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

Иссык-Кульская впадина относится к одним из самых сейсмоактивных регионов: здесь с начала голоцена по данным археологической и палеосейсмологии обнаружены многочисленные примеры сильной сейсмической активности. Также и в настоящее время здесь регистрируется большое количество как слабых, так и достаточно сильных землетрясений (*рис. 1, 2, 3*).

Были исследованы морфоструктуры и палеосейсмичность на южном склоне хребта Кунгей Ала-Тоо. Установлено, что основными сейсмогенирующими структурами в позднем плейстоцене и голоцене являются предгорные разломы взбросо-надвиговой, сдвиговой и сбросовой динамики. При общем надвигании глыбовых складок основания на юг - в сторону Иссык-Кульской впадины также имеются поддвиги, с направлением движения на север. Сейсмическая активность прошлого вдоль предгорных разломов выражена единичными сейсмоуступами, а также целыми лестницами вздернутых аллювиально-пролювиальных и флювиогляциальных поверхностей, вздернутых в висячих крыльях дизъюнктивов. Кроме легко идентифицируемой вертикальной компоненты подвижек по разломам выявлены и значительные горизонтальные подвижки, зачастую кратно превышающие вертикальные. Кроме того, исследована уникальную структуру на склоне Кунгейского хребта - неотектонический рамповый грабен, ограниченный с юга и севера встречными надвигами. Эти дизъюнктивы были изучены также и с помощью тренчинга. Было установлено, что в середине - второй половине голоцена произошло 3 сильных морфогенетических события по Южно-Тегерскому и 3 сильных землетрясения по Северо-Тегерскому предгорным разломам. Радиоуглеродным методом определены возрасты для 4-х сильных землетрясений. Максимальные возрасты первых трех событий: 3970 – 3755 гг. до н.э., 220-405 гг. и 1380-1450 гг., минимальный возраст последнего события составляет 1720 – 1815 гг. Магнитуды исторических и палеоземлетрясений по исследованным предгорным разломам находятся в ранге значений от  $M = 6.6 - 6.9 \pm 0.5$  (Южно-Тегерский разлом) до  $M = 6.8 - 7.4 \pm 0.5$  (Культорский адырный разлом) [*Корженкова и др., 2020*].

На основе изучения примеров деформаций в современных зданиях, подвергшихся воздействию сильных землетрясений Тянь-Шаня, была разработана методика археосейсмологического изучения руин древних сооружений. Эта методика была впервые применена при исследовании средневековых поселений Северного Тянь-Шаня: Акырташ, Каменка и Талгар. Было доказано, что разрушение вышеназванных городов произошло вследствие сильных землетрясений прошлого, а не в связи с военными нашествиями VIII-XIV веков. Выявлен эпицентр и определена магнитуда неизвестного до сих пор землетрясения в Северном Прииссыкулье, произошедшем в начале XII века.



*Рис. 1. Тектоническое подпруживание бывшего ледникового озера*

Каменская крепость находится в 60 км от г. Чолпон-Ата в Северном Прииссыккулье во внутригорной долине, где располагается с. Кароол-Дебе. Через район Каменской крепости проходит обновленный сейсмический уступ Кеминского землетрясения 1911 года. Длина сейсмического уступа составляет 1 км. Высота до 3м. Горизонтальное смещение Ю-С 2м. Возможная магнитуда сейсмических событий  $M=7-9$ , а интенсивность  $I_0=10$  баллов. Крепостная стена на месте раскопок состоит из двух частей: Первой – самой древней части, разрушенной 1 древним землетрясением, предположительно произошедшим в IX веке, с характерными деформациями вниз по склону. Второй, обновленной, со следами обрушения внутрь. В результате 2го землетрясения, произошедшего предположительно в конце XII века все постройки, находящиеся внутри крепостной стены, были разрушены. Об этом свидетельствуют упавшие внутрь домов стены. На профиле через крепостную стену выявлены трещины (между старой и обновленной частью). Башни были построены после первого разрушения крепости и возможно являлись контрфорсами для предотвращения повторного разрушения крепости, эти подпорки башни также подверглись деформациям, они сползли вниз по склону. Старая часть стены выполнена из хорошо, грамотно сложенных кирпичей размером в 20 на 12 см, а обновленная часть стены сложена из грубого кирпича из глины и соломы и имеет менее прочную структуру. Использовано большое количество промазочного материала. В результате 2го землетрясения обновленная стена получила множество мелких трещин. Вертикальные смещения 1ой стены могли составлять от 20 см до метра. Также возможно, что землетрясение привело к обвалу северной и западной части стены.

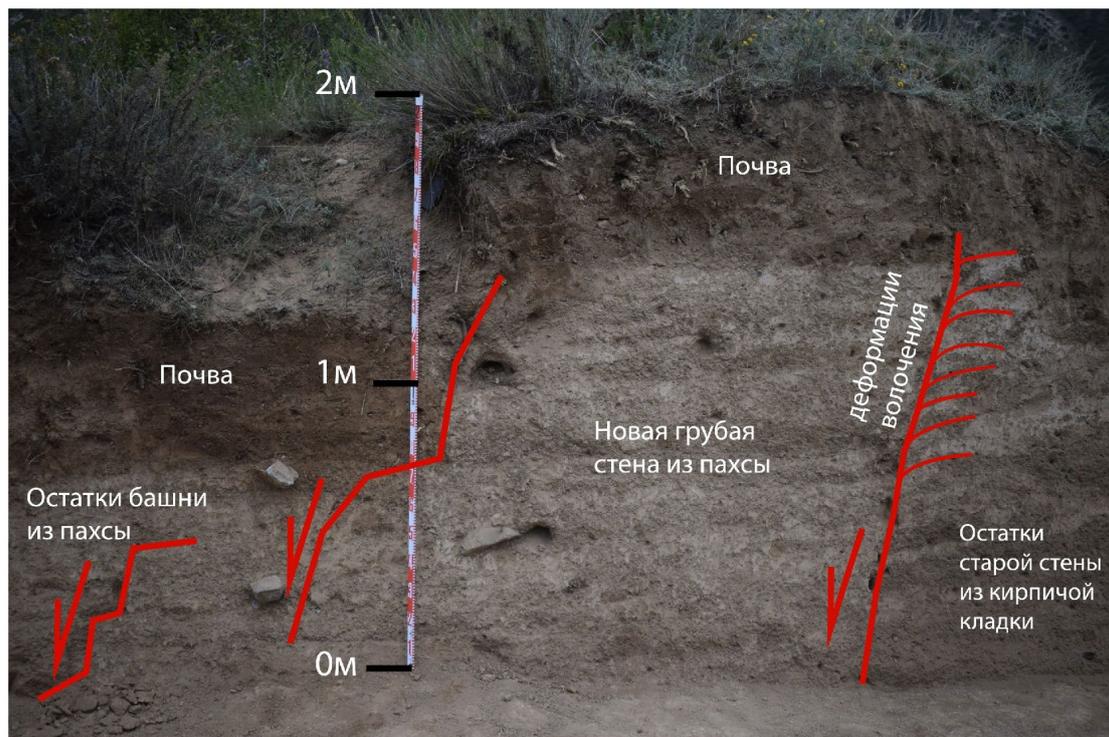


Рис. 2. Археосейсмологическая траншея 2022г. На фотографии представлена серия деформаций в стене Каменской крепости. Отмечена деформация волочения в структуре древней стены

Разрушение крупного археологического памятника VII – IX в н. э. наглядно показывает недостаточную сейсмическую изученность региона и, как следствие, неучтенную и заниженную оценку сейсмической опасности в регионе Ала-Баш-Конур-Оленгской впадины близ южной границы Иссык-Кульской впадины на карте ОСР Кыргызстана. Для поиска археологических памятников была проведена аэрофотосъемка участка вдоль реки Актерек – от побережья до возвышения гор Дувана. В результате проведенных полевых исследований на юге Иссык-Кульской котловины – в Ала-Баш-Конуроленской впадине – был обнаружен древний разрушенный комплекс, расположенный на южном склоне гор Дувана. Выяснилось, что это сооружение, расположенное на сеймотектоническом уступе, разрушено и поглощено сеймотектоническим грабеном. По всей видимости, в период существования комплекса в VII – IX вв.(?) произошло сильное ( $I_0 \geq IX$  баллов) землетрясение.

Ввиду того, что археологические памятники, когда-то находившиеся близко к южному, прибрежному сейсмоуступу уничтожены и с трудом поддаются дешифровке, основной вывод о силе и интенсивности землетрясения сделан по северной части храмового комплекса. С этой целью были использованы соотношения, выведенные А.А. Никоновым для горных районов Средней Азии [Nikonov, 1988]:  $M = 7.09 + 0.79 \lg D$ , где  $D$  — величина смещения (м) по разрыву (в нашем случае 1,5 м)  $\Rightarrow M = 7.2$   $M = 6.61 + 0.55 \lg L$ , где  $L$  — длина (км) зоны разрыва на поверхности (в нашем случае 48 км)  $\Rightarrow M = 7.5$  Если рассматривать смещение на 1,5 м (в центральной части храмового комплекса) как среднее вдоль сейсмоуступа, то, согласно [Wells, Coppersmith, 1994], имеем:  $M = 6.93 + 0.82 \lg AD$ , где  $AD$  — среднее смещение (м)  $\Rightarrow M = 7.1$  Также согласно работе [Солоненко, Хромовских, 1978]:  $M = 0.51 \lg h + 7$ , где  $h$  — высота сейсмоуступа (в нашем случае ее минимальная величина ровняется 2м)  $\Rightarrow M = 7.2$ . На территории северо-восточной части храмового комплекса высота сейсмического уступа достигает 2 м, что

говорит о существенно больших значениях величины смещения плоскостей по вертикали, даже при условии 2–3 повторяющихся событий и формировании сейсмического уступа. Этот показатель обосновывает еще большее увеличение магнитуды исследуемого землетрясения. Результаты аэрофотосъемки с дрона и составление профилей превышений высот позволило выявить прилегающие к исследуемому району аналогичные по размерам и структурно-геоморфологическому положению фрагментов сейсмоуступов к востоку и к западу от изученного. Судя по результатам дешифрирования и геоморфологическому анализу, они являются сегментами зоны первичных деформаций одного землетрясения. В таком случае, согласно [Nikonov, 1988]:  $M = 7.26 + 0.32 \lg l$ , где  $l$  — длина единичного разрыва (км) (на примере нашего сейсмоуступа общей протяженностью 2 км)  $\Rightarrow M = 7.4$  Очевидно, что минимальная магнитуда более древнего землетрясения, сформировавшего сейсмоуступ, имеет сопоставимую величину. Значит, согласно шкале MSK-64, интенсивность землетрясений при такой магнитуде могла составлять  $I_0=8-10$  баллов.

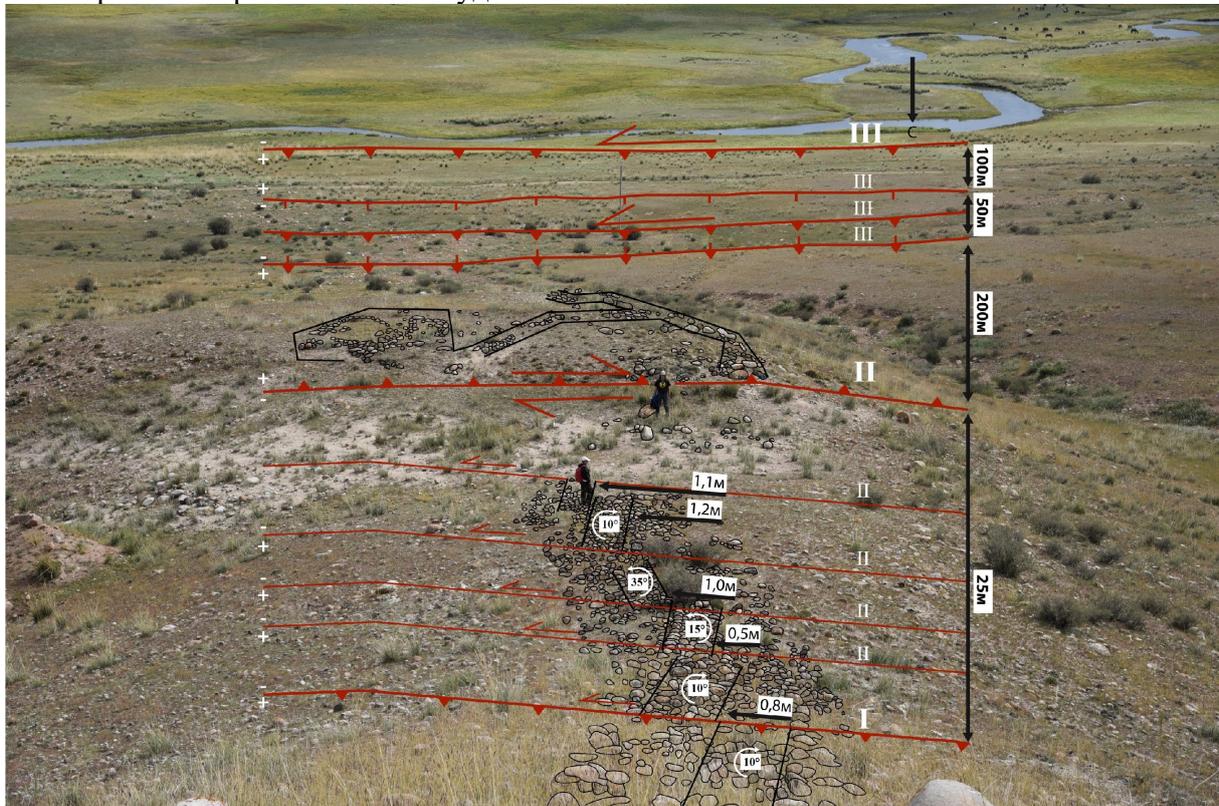


Рис. 3. Разжижение грунтов привело к частичному поглощению фундамента стены [Стрельников, Корженков, 2020]

#### ЛИТЕРАТУРА

Корженков А.М. Неизвестное сильное землетрясение в Иссык-Кульской впадине // Природа. 2018. № 3. С. 24–35.

Корженков А.М. Стрельников А.А., Деев Е.В. и др. Адырные разломы — генераторы сильных землетрясений в Иссык-Кульской впадине (на примере зоны Культорского разлома) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 2. С. 19–40.

*Корженков А.М., Абдиева С.В., Гладков А.С. и др.* Палеосейсмичность вдоль адырных разломов (на примере Коконадыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Прииссыккулье, Тянь-Шань) // *Вулканология и сейсмология*. 2019. № 5. С. 36–53.

*Корженков А.М., Деев Е.В., Лужанский А.В. и др.* Сильное средневековое землетрясение в Северном Прииссыккулье (Тянь-Шань): результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований // *Геофизические процессы и биосфера*. 2016. Т. 15. № 4. С. 68–88.

*Корженков А.М., Деев Е.В., Турова И.В. и др.* Активная тектоника и палеосейсмичность восточной части Иссык-Кульской котловины (Кыргызстан, Тянь-Шань) // *Геология и геофизика*. 2021. С. 1–19.

*Корженков А.М., Эрроусмит Р., Кросби К. и др.* Сильные палеоземлетрясения вдоль Аксуйского краевого разлома по материалам датирования смещенного террасового комплекса реки Чон-Аксуу, Северный Тянь-Шань // *Физика Земли*. 2018. № 2. С. 64–80.

*Стрельников А.А., Корженков А.М.* Разрушение средневековых археологических памятников сильными землетрясениями в юго-восточной части Иссык-Кульской впадины, Тянь-Шань // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2020. Т. 47. № 3. С. 54–73.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ

*Стрельников А.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

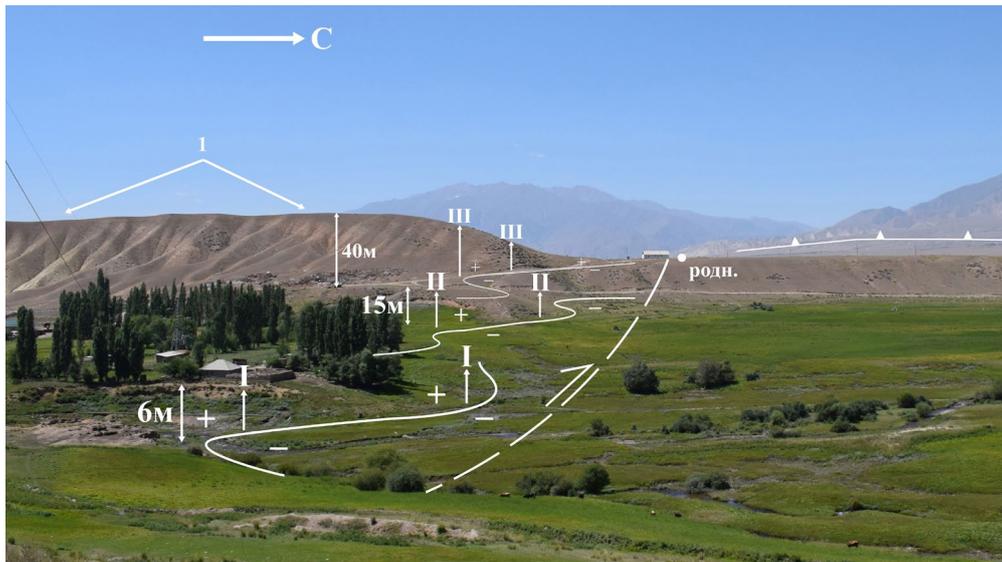
Геологическое строение территории Нарынской области обусловлено разнообразием горных сооружений и пород коренной основы, которые в свою очередь состоят из магматических, метаморфических и осадочных комплексов, объединенных в скальные и полускальные группы, в которых развиты опасные экзогенные процессы – обвалы, камнепады, осыпи, карсты. Межгорные впадины заполнены рыхлыми мезозойско-кайнозойскими породами. В них распространены многочисленные дислокации в виде оползней, овражной эрозии, селей, солифлюкции, плоскостного смыва и других экзогенных процессов, и явлений [Рахмединов, 2018]. Одним из примеров голоценовой сейсмической активизации является Центрально-Нарынский [Thompson et al., 2002] разрыв, который проходит по правому склону долины р. Нарын. В устье правого притока Нарына р. Четнуура научно-исследовательской группой А.М. Корженкова наблюдался пологий надвиг, между мезозой-кайнозойских и неоген-четвертичных отложениях. Поверхность позднечетвертичной террасы вздернута по этому разрыву на 20 м [Корженков, 1988, 2000]. Также на правом склоне долины р. Нарын в районе с. Ташбулак в 7 км ниже г. Нарын. Здесь имеются две зоны надвигов: в первом случае палеоген-неогеновые отложения надвинуты к юго-востоку на неоген-четвертичные отложения; во втором случае неоген-четвертичные отложения надвинуты на аллювиальные галечники позднечетвертичного периода [Корженков, 2006]. К западу от описанного выше участка также наблюдается еще один ярко выраженный в рельефе фрагмент Центрально-Нарынского разлома. В результате надвига неогеновых отложений на четвертичные образовалось тектоническое смещение величиной в 9 м. К северу от зоны Центрально-Нарынского разлома левый склон имеет систематические взбросы величиной от 3 до 12 метров [Корженков, 2006]. По данным [Thompson et al. 2002] определен абсолютный возраст позднечетвертичной террасы, смещенной Кокджертинским разломом на 12 м. Средний возраст составил 14,5 тыс. лет. Если учитывать, что при сильных сейсмических событиях не редки морфологические изменения рельефа, то можно предположить, в среднем за сейсмическое событие величина смещений составляет 1,5-2м, а это в свою очередь может говорить о 6-8 сейсмических событий, произошедших за период голоцена в данном регионе.

Джумгальская впадина находится в Нарынской области, которая расположена в центральной части Киргизской Республики, во Внутреннем Тянь-Шане, который состоит из системы хребтов, разделенных внутригорными долинами. Характерное проявление тектонических движений четвертичного периода можно обнаружить в центральной части Джумгальской впадины к северу от административного центра Жумгальского района, Нарынской области, города Чаек. Впадина представляет собой асимметричную синклиналь длиной приблизительно 70 км и шириной до 35 км с довольно пологим южным краем и сложной разломанной и складчатой северной границей (рис. 1). Система платообразных холмов с шириной варьирующейся от 1 до 3,0 км тянется вдоль оси синклинали более чем на 25 км. Самый крупный участок расположен в центральной части впадины к северу от пос. Чаек. Поднятый блок образован антиклиналью в

неогеновых отложениях, гребень которой был размыт и перекрыт четвертичными отложениями селевых потоков аллювиальных вееров, берущих начало севернее, в хребте Джумгал [Strom, Abdrakhmatov, 2022]. Тип деформаций этого четвертичного материала значительно отличается от типа деформаций неогеновых отложений. В то время как последний был сложен довольно интенсивно, так что слои в ветвях антиклинали опускаются примерно на  $30^\circ$ , четвертичный покров почти горизонтален с более или менее равномерной толщиной. В то же время этот слой на вершине плато-подобной поверхности был отделен от своей исходной области, и здесь наблюдается большее смещение более старых поверхностей террас в сравнение с более молодыми террасами, что является фактором систематически повторяющихся смещений вдоль разлома, который ограничивал Чаекское поднятие с севера. Это означает, что складчатость, образовавшаяся в период неогена, была заменена блоковыми подвижками в позднем голоцене [Strom, Abdrakhmatov, 2022].

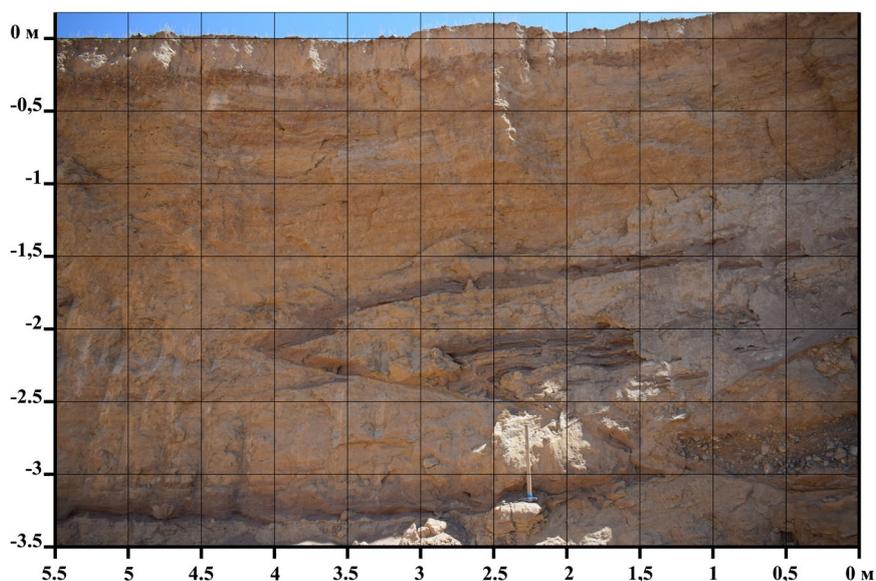


В среднем суммарные смещения по террасам составляют от 6 м до 40 м. Учитывая, что при сильных землетрясениях вертикальные подвижки составляют от 1 м до 2 м за одно событие, то можно предположить, что при формировании данного ландшафта произошло от 15 до 25 палеосейсмических событий с магнитудой  $M=7-8$ . Находящийся в структуре одного из холмов карьера позволил детально изучить одну из таких разломных зон, в месте их практического выхода на поверхность. О его местонахождении свидетельствовали не только морфологические изменения рельефа, но и переувлажненные подпруженные зоны и родники, находящиеся неподалеку. Поверхности скольжения разломов опускаются на юг под очень небольшим углом, предположительно с большими (до 7 м) единичными смещениями. Возможно, что недавние смещения произошли вдоль нескольких плоскостей разрыва (рис. 2). При помощи палеосейсмологических методов, в частности траншейных работ, морфометрического анализа рельефа и данных дистанционного зондирования удалось



**Рис. 2.** Смещение речных террас разломом с северной части Чаекского поднятия вид с запада. I – Чаекское платообразное поднятие; Бергштрихами показана зона надвигания на долину по разлому; Римскими цифрами I, II, III показаны разные уровни поднятия речных террас; Знаками плюс и минус отображена локальная разница высот рельефа; Штриховая линия отображает местонахождение разлома на местности в профиль (вертикальная плоскость смещения); Белая точка родн. – местоположение теплых родников

обнаружить и выполнить параметризацию нескольких объектов, маркирующих сильные землетрясения в территориально густонаселенном Жумгалском районе (рис. 3). Археосейсмологическими методами была произведена реконструкция событий, повлекших приостановку хозяйственной деятельности на территории древней Джумгалской крепости XIX в., находящейся в 3 км от текущего административного центра Жумгалского района Нарынской области пос. Чаек (рис. 4). Полученные данные могут быть использованы для уточнения оценки сейсмической опасности Нарынской области.



**Рис. 3.** Фотография профиля с выраженной плоскостью разрыва и смещением слоев крупнозернистого песка с галечником на 2,5 метра



**Рис. 4.** Космический снимок долины р. Джумгал. 1 – остатки древней Кокандцкой крепости «Джумгал»; 2 – одно из старых русел р. Джумгал; 3 – зона систематических смещений водотоков; 4 – новые русла р. Джумгал; 5 – грабенообразное тело; 6 – новое русло ручья; Штриховой линией отображено предполагаемое местонахождение разломной зоны

#### ЛИТЕРАТУРА

Рахмединов Э.Э., Тилек кызы Г., Байкулов С.К. Сейсмическая опасность территории Нарынской области (Кыргызская Республика). // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2018. № 8. С. 16–21.

Strom A.L., Abdrakhmatov K.E. Rockslides and rock avalanches in the Kokomeren river basin (Central Tien Shan) ICL summer school on rockslides and related phenomena guidebook. Moscow–Bishkek: Project of the international programme on landslides, 2022. 142 p.

## ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИССЫК КУЛЬСКОЙ-ВПАДИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Стрельников А.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

e-mail: [aas@ifz.ru](mailto:aas@ifz.ru)

Иссык-Кульская область – территория интенсивного экономического развития, третья по численности населения в Киргизской Республике. Здесь расположено большое количество объектов современного строительства, развивающейся инфраструктуры и объектов повышенной степени ответственности (рис. 1).

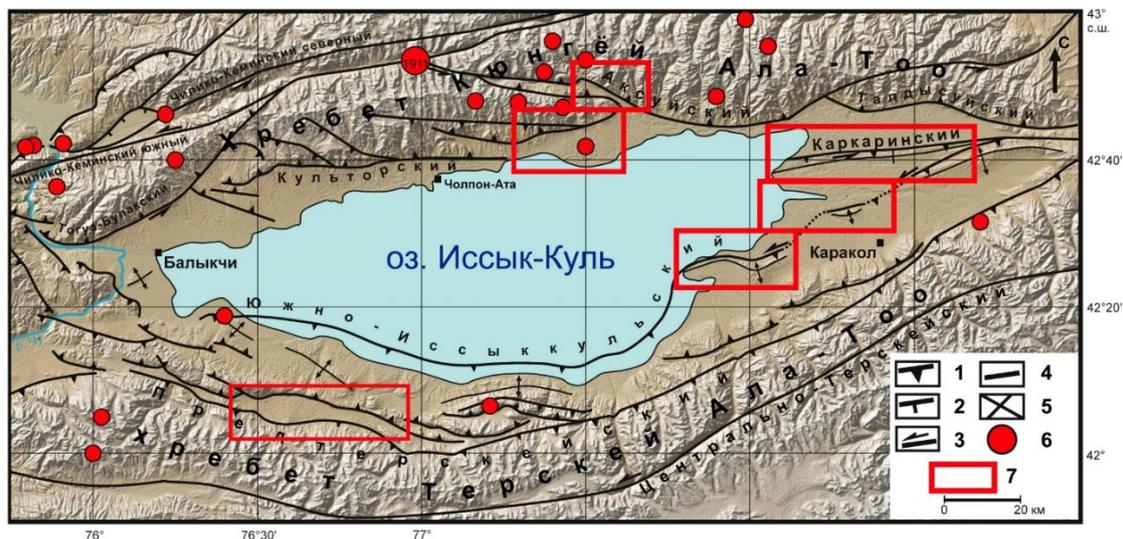


Рис. 1. Объект исследования Иссык-Кульская впадина [Стрельников, 2022]

Тянь-Шань находится в северной части одного из самых крупных Средиземноморско-Гималайского горного пояса. Принято считать, что возникновение Тянь-Шаньского орогена объясняется следствием столкновения и продолжающейся коллизией Евроазиатской и Индийской литосферных плит [Molnar, Tapponier, 1975].

Поднятие данной области с олигоцена до 2 млн лет назад в среднем составило около 700 м, что приблизительно соответствует указанному механизму. В последние 2 млн лет, в конце плиоцена и в плейстоцене, скорость восходящих движений возросла на порядок. Это доказывается погрубением новейшей молассы вверх по разрезу, увеличением скоростей врезания и разрастанием хребтов за счет впадин. В плейстоцене в поднятие, вовлекается и большая часть впадин. Средняя скорость горизонтального сжатия коры возросла в позднем плиоцен-квартере лишь в 2–2.5 раза, поэтому вклад сжатия коры в позднеплиоцен-четвертичное горообразование не превысил 10 %. Резкое ускорение восходящих движений было обусловлено, главным образом, конвективным замещением мантийной литосферы менее плотной астеносферой. Это произошло вследствие резкого размягчения мантийной литосферы при инфильтрации в нее активного флюида из подстилающей мантии [Трифонов и др., 2021].

Величина сокращения земной коры вкрест простирания горной системы составляет сантиметры в год [Zubovich et al., 2010], именно этим объясняются

современные активные тектонические движения на Тянь-Шане, результатом которых являются современный контрастный и высокогорный рельеф с высотами до 7.5 км и сильнейшие землетрясения с  $M \geq 8$ .

Была изучена северная предгорная зона Иссык-Кульской впадины. В исследовании были использованы традиционные методы палео- и археосейсмологии [McCalpin, 2012]. Выполнены исследования обнажений в зонах разломных уступов. Отобраны пробы на  $^{14}\text{C}$  определение возраста отложений. Оценка магнитуд и интенсивности палеоземлетрясений проводилась на основе эмпирических зависимостей между ними и параметрами сейсмогенных разрывов [Wells, Coppersmith, 1994].

Была изучена северная предгорная зона Иссык-Кульской впадины. Было установлено наличие развитой предгорной зоны для Культорского разлома, к которой приурочена сильная голоценовая и четвертичная сейсмичность. Подвижки по предгорным надвигам сопровождаются образованием компенсационных грабенов в их тылу (рис. 2).

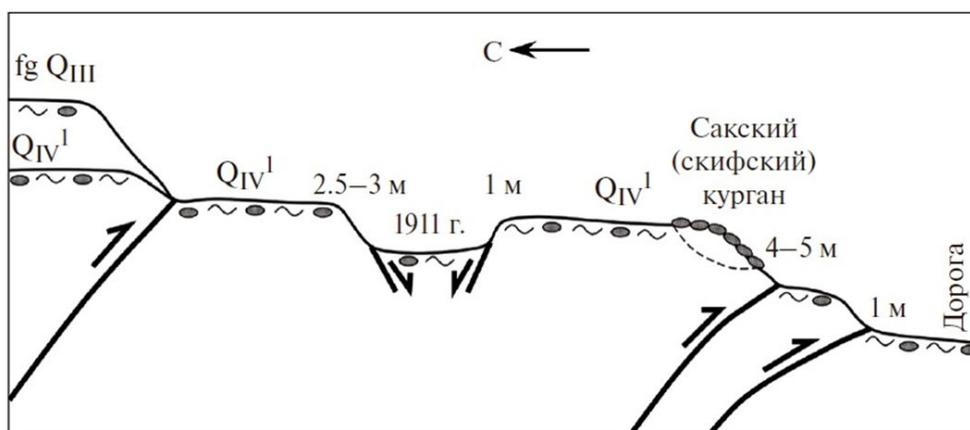


Рис. 2. Сема образованием компенсационных грабенов в тылу надвига [Корженков и др., 2020]

Собраны также опубликованные датировки по этому сегменту Аксуйского разлома, полученные в 1998 г. группой немецких исследователей из Потсдамского центра по исследованию Земли – Г. Михелем и В. Михайлевым, а также международными группами ученых [Абдрахматов и др., 2013], а также А.М. Корженкова и Е.В. Деева [2016]. Полученные материалы показывают, что сильные землетрясения – постоянные явления вдоль зоны Аксуйского краевого разлома. За последнее тысячелетие один раз в несколько сот лет (400–600) происходило новое вспарывание вдоль разломной плоскости. Однако еще ранее, в первом тысячелетии нашей эры и в первом тысячелетии до нашей эры, следы сильных землетрясений по нашим данным и данным других исследований не фиксируются.

Также, обнаружено несколько ярких примеров интенсивных тектонических процессов одним из которых является поднятие хребтов Коконадыр и Тегерек.

Реки северного склона Терской хребта в начале четвертичного периода еще могли бы прорезать растущие хребты Коконадыр и Тегерек, но из-за интенсивных импульсных подвижек по предгорным разломам собрали все свои воды в одном месте и пронесли их через antecedentный участок долины р. Актерек – единственную водную брешь для всей Ала-Баш-Конур-Оленской долины. Остатки поднятых и брошенных речных русел наблюдаются в разных местах Коконадыр-Тегерекского поднятия.

Нельзя не отметить и иные результаты современной сейсмической активности адырных разломов. На востоке Иссык-Кульской впадины расположены системы поднятий: Оргочор, Бир-Баш, Сухой хребет и горы Тосма.

Здесь обнаружены сегменты Южно-Иссыккульского активного разлома, в виде осложняющих северных крыльев Малой Оргочорской и Оргочорской антиклиналей. Также отмечено положение Южно-Иссык-Кульского разлома на северном крыле Малой Оргочерской антиклинали. Южно-Иссык-Кульский разлом здесь выражен в виде сейсмических уступов высотой до 3 метров.

На исследуемом участке также отмечены многочисленные примеры деформаций неоген-четвертичных отложений на западной периклинали Оргочерской антиклинали, в зоне Южно-Иссык-Кульского разлома.

Восточнее и здесь нам открывается пример активной тектоники на северном склоне Сухого Хребта (рис. 3).

На протяжении нескольких десятков километров протянулся активный Каркаринский разлом взбросовой кинематики. Один из разломных уступов, образованный в результате подвижек по Каркаринскому разлому достигает высоты до 11 м.

Северо-восточнее находится завершающая часть Каркаринского разлома. Здесь элементы активной тектоники на северном крыле внутривпадинного поднятия Тосма выражены многочисленными оползнями, смещениями конусов выноса и временных водотоков.

По результатам проведенных работы было отмечено, что предгорные разломы северной, южной и восточной части Иссык-Кульской впадины генерируют сильные землетрясения магнитудой  $M \geq 7$  и возможной интенсивностью  $I_0 = 9$  и выше баллов.



Рис. 3. Пример активной тектоники на северном склоне Сухого Хребта [Корженков и др., 2019]

Полевые и камеральные исследования зоны адырных разломов в Прииссыкулье проводились совместно с А.М. Корженковым и Л.А. Корженковой. Автор благодарит их за активное участие в совместных работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Корженков А.М., Абдиева С.В., Гладков А.С.* и др. Палеосейсмичность вдоль адырных разломов (на примере Коконадыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Прииссыккулье, Тянь-Шань) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 36-53.

*Корженков А.М., Стрельников А.А., Деев Е.В.* и др. Адырные разломы — генераторы сильных землетрясений в Иссык-Кульской котловине (на примере зоны Культорского разлома) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 2. С. 19–44.

*Корженков А.М., Эрроусмит Р., Кросби К.* и др. Сильные палеоземлетрясения вдоль Аксуйского краевого разлома по материалам датирования смещенного террасового комплекса реки Чон-Аксуу, Северный Тянь-Шань // Физика Земли. 2018. № 2. С. 64–80.

*Мак-Калпин Дж.* Палеосейсмология / Пер. с англ. под ред. А. Л. Строма. М.: Научный мир, 2011. Т. 1: 560 с. Т. 2: 400 с.

*Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М.* и др. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии. // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.

*Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

*Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement / Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. No. 4. P. 974–1002.

*Zubovich A. V., Wang X., Scherba Yu. G.* et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. V 29.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

*Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

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

Зона сочленения Среднего и Южного Урала известна своей формой (рисунком) в плане – значительным сужением и изгибом всех структур на восток. Большинство исследователей объясняет эту особенность влиянием давления и сжатия, исходящими с запада со стороны Восточно-Европейской платформы (далее ВЕП), в частности, от структуры ее фундамента – Уфимского выступа. Погребенный Уфимский выступ (другие названия: Башкирский, Кунгурский) – структура докембрийского фундамента ВЕП в ее восточной части на границе с Уралом. Исследователи придают ему большое значение, т.к. предположительно он влиял на строение Среднего и Южного Урала в палеозое и продолжает влиять и в настоящее время. На Структурной карте поверхности фундамента платформенных территорий СССР [*Структурная...*, 1982] Уфимский выступ (далее УВ) представлен как одноименный свод, поднятый до –3,2 км (на других картах до –2 км), по сравнению с граничащим на западе Калтасинским авлакогеном, опущенным до –10 км. На востоке узким глубоким (–6 - –7 км) Юрюзано-Сылвинским прогибом он отделен от Уральских структур. На некоторых опубликованных схемах он ограничен с двух сторон разломами, что позволяет считать его горстом. УВ протягивается в субмеридиональном направлении более, чем на 250 км при ширине 100-150 км. Восточнее за Предуральским прогибом фундамент обнажается на поверхности. Архейско-протерозойские и рифейские метаморфические породы слагают Тараташский блок [*Тевелев, 2017*], возможно, являющийся поднятой частью погребенного УВ. По мнению авторов, блок был выведен на поверхность в среднем рифее при эксгумации, всплывании и расползании из-под покрывки. Авторы считают его индентором, обусловившим широтное сжатие Уральского орогена в герцинское (среднекаменноугольное) время, вызвавшее деформацию всех палеозойских структурных зон Среднего и Южного Урала. Первоначально меридиональные зоны были пережаты, и дугообразно изогнуты на восток. Этот изгиб получил название «Миасский синтаксис», «Среднеуральская аномальная зона», «Центрально-Уральский пережим», «Зона поперечных дислокаций», «Деформационная шейка». Ниже мы называем этот участок «Пережимом».

На новейшем этапе над западным склоном УВ возникло одноименное поднятие (в рельефе плато), с абс. высотой более 500 м (*рисунком*). Оно асимметричное, более крутой восточный склон срезан глубинным Суксунским разломом. Последний на этом участке является взбросом, сочетающимся с левым сдвигом [*Konn, 2008*]. Плато отделено от Уральского орогена территорией шириной в 60-100 км, бывшей в герцинское время Предуральским прогибом, выполненным пермскими породами, с маломощным покровом четвертичных отложений. В новейшее время – это южная часть Юрюзано-Вишерского понижения [*Геология...*, 1969] или приподнятая Западно-Уральская предгорная ступень, расширяющаяся к югу. Ее восточной границей является зона Западно-Уральского надвига, выраженная в рельефе уступом. Основные новейшие структуры территории представлены крупными поднятиями и разграничивающими их узкими эрозионно-тектоническими понижениями, иногда прерывистыми, но в целом подчеркивающими дугообразный план структур, особенно на участке от г.

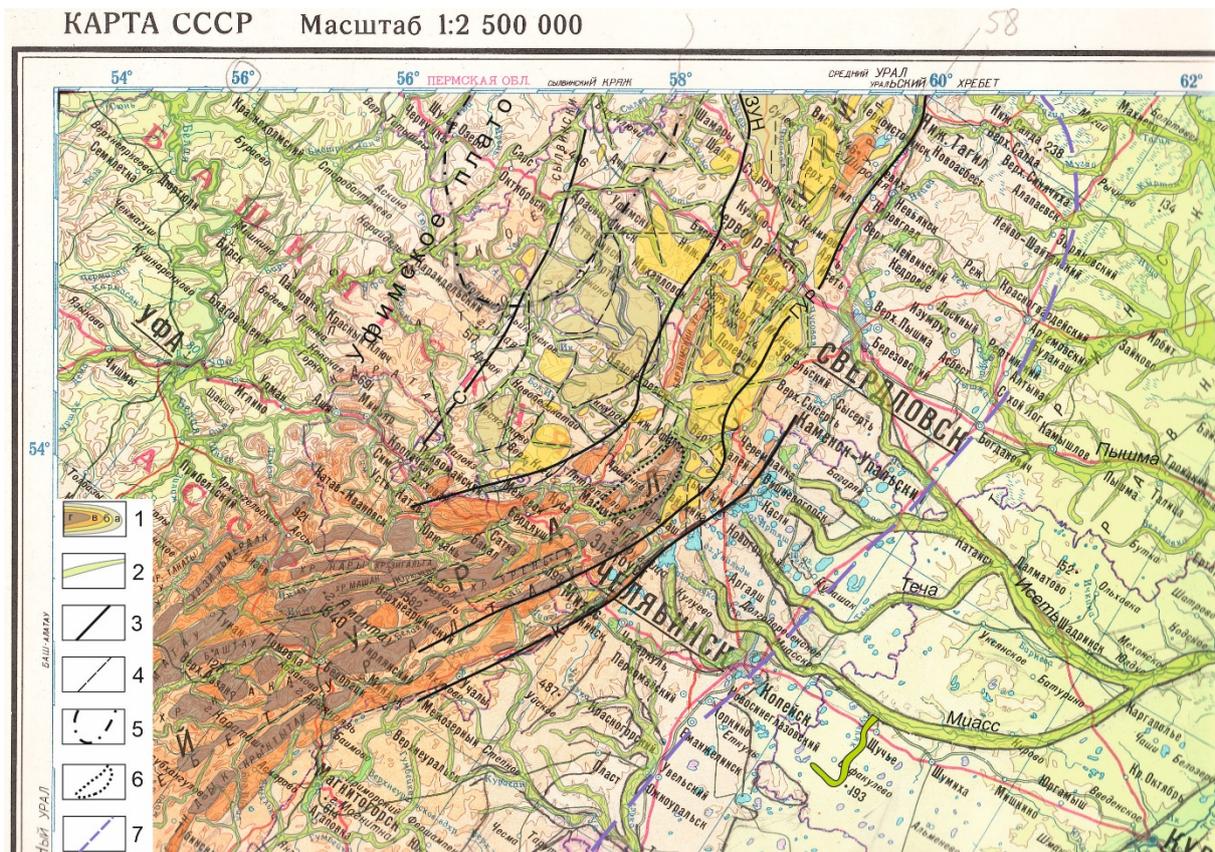


Рис.

**Рисунок.** Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Среднего и Южного Урала 1 – Контуры поднятий разного ранга и абсолютной высоты: а) до 400 м, б) 400-600, в) 600-800, г) более 800 м; 2 – эрозионно-тектонические прогибы и структурные понижения, занятые долинами рек, приуроченными к зонам трещиноватости; 3 – основные крупные разломы, выраженные в рельефе; 4 – разрывы, линейменты; 5 – контуры погребенного Уфимского выступа; 6 – границы Тараташского блока [7]; 7 – граница Западно-Сибирской равнины. Буквенные обозначения – названия разломов: С – Суксунский, К – Кыштымский, ГУР – Главный Уральский разлом, ЗУН – Западно-Уральский надвиг. Стрелкой показано направление действия

Красноуфимска на севере до г. Межевой на юге в створе с наибольшим поднятием Уфимского плато.

В зоне сочленения Среднего и Южного Урала изгиб новейших структур на восток или общая дугообразная их форма в плане унаследована от герцинского времени. Сужение начинается от г. Нижний Тагил на севере до г. Миасс на юге. Центральной частью является широтный участок (полоса) – Пережим – между г. Вишневогорск и г. Златоуст. Рельеф здесь снижен до 500-600 м, по сравнению с северными и южными участками, где абсолютная высота превышает 700 м, и она значительно увеличивается к северу и югу. Здесь сближены, сужаются (а некоторые и выклиниваются) не только древние зоны поднятий и прогибов, древние разломы Урала – Главный Уральский, Дегтярский и др., но и новейшие тектонические зоны, в частности, Челябинско-Магнитогорское поднятие. Дугообразность структур «срезается» субмеридиональной зоной Кыштымского разлома (взброс или сброс, по разным авторам). Он отделяет Восточный склон Урала от прилегающей субплатформенной области с сохранившимся пенепленом. На участке Пережима развита новейшая Теча-Каслинская синклиналь [Неотектоническая..., 1969], а также серия наиболее крупных озер Зауралья, имеющих

тектонический генезис: Аргазинское, Увильды, Иртяш, Каслинское. Их форма, по данным Д. М. Бачманова и др. [2001], обусловлена широко развитыми сдвиговыми деформациями. С озерами связаны верховья речных долин Миасс, Теча, Исеть северо-западного простирания, возможно, проявляющие условия растяжения, определенные на этой территории по данным измерений в горных выработках [Алейников и др., 1988]. Восточнее за тектоническим уступом развиты обширные субширотные поднятые и узкие относительно опущенные структуры, относящиеся уже к Западно-Сибирской платформе. Их образование связывается с давлением с юга, с коллизионных границ Евразии [Макарова и др., 2022].

Резко суженная внутренняя или внутридуговая территория сложена в основном архейскими, протерозойскими и рифейскими породами (в том числе, Тараташский выступ по [Тевелев, 2017]), и в меньшей мере палеозойскими. Вся она раздроблена на небольшие поднятые и относительно опущенные структуры, многие из которых являются горстами и грабенами. При этом не всегда наблюдается унаследованность древних структур. Для некоторых локальных структур характерна дуговая форма. В западной части участка пережима преобладают отрицательные структуры – впадины, часто с заболоченными днищами, с выходами родников. Это свидетельствует об условиях напряжения растяжения в широтной полосе Пережима. Простирание и взаимоотношение структур предполагает сдвиговые деформации разного типа.

Тектоническая раздробленность новейших структур участка Пережима характерна и для земной коры. При этом геофизические аномалии (поверхности Мохо, мощности земной коры, магнитного слоя, теплового потока и др.) отличаются от соседних участков своими свойствами и также дугообразной формой [Сейсмичность..., 2001]. Таким образом, новейшие структуры отражают глубинное строение этой территории. Об активности идущих здесь процессов говорит и повышенная сейсмичность, по сравнению с прилежащими территориями [Сейсмичность..., 2001]. Магнитуда происходящих здесь в настоящее время землетрясений достигает 5-6, причем, эпицентры землетрясений приурочены к сейсмогенным зонам, обрамляющим зону сочленения Среднего и Южного Урала. К этому можно добавить отрицательные значения (от 0 до – 2 мм/год) современных вертикальных движений дневной поверхности, характерные для участка Пережима.

Существующие взгляды на происхождение Уральского орогена и, в частности, участка Пережима, основаны на геофизических данных, геологическом строении, в основном определенном герцинскими и более древними движениями, применении морфоструктурных методов, изучения трещиноватости пород и др. На основании этого предложены различные модели происхождения Уральского орогена, включающие его развитие при влиянии соседних платформ, коллизионных процессов, действующих с границ литосферных плит, или преобладающей роли внутренних процессов. Ф.Д. Левин и В.И. Фомин [2001] сделали вывод, что участок Пережима или Среднеуральской аномалии образовался в результате вдвига уральских пород в «тело» Восточно-Европейской платформы с юго-востока, со стороны Казахстана. Возможно, это может относиться лишь к Южному Уралу, структуры которого в плане имеют изгиб на запад.

Информацию о тектонических процессах, в том числе современных, происходящих в настоящее время на участке Пережима и ответственных за его строение и форму в плане, могут дать новейшие структуры и отражающий их рельеф. Анализ их строения – морфологии, тектоники и др., соотношение с древними структурами, а также применение других геологических методов, свидетельствует о длительном влиянии Восточно-Европейской платформы, в частности, структуры ее фундамента – Уфимского

выступа, возможно, вызвавшего деформацию герцинских и новейших структур. В створе с вершиной выступа – Тараташским блоком – находится Центральный участок Пережима, что обусловило его раздробленность, являющуюся результатом обстановок доминирующего растяжения в широтной зоне, развитой в крест простирания Уральского орогена.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Алейников А.Л., Булавин О.В., Булашевич Ю.П.* и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 106–113.

*Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф.* и др. Неотектоника Урала (Проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.

Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. I. Кн. 2. 304 с.

*Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А.* и др. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 46–69.

*Левин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современного Урала // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31–40.

*Макарова Н.В., Суханова Т.В., Стафеев А.Н.* Отражение влияния различных источников тектонических напряжений на формирование новейшей структуры Среднего Зауралья // Мат-лы ЛШ (53) Тект. совещ. Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. М.: ГЕОС, 2022. С. 312–315.

Неотектоническая карта Урала. М-б 1: 1 000 000. Ред. А.П. Сигов В.А. Т.1. Объяснит. записка. Свердловск, 1963. 170 с.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1: 5 000 000. Гл. ред.: В.В. Семенович, Л.И. Ровнин и др. М., 1982.

*Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О.* и др. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестн. Моск ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 3–12.

## ДВА РАЗНЫХ ГОРНЫХ КРЫМА

*Тверитинова Т.Ю., Никитин М.Ю.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [tvertat@yandex.ru](mailto:tvertat@yandex.ru); [nikgeo@rumbler.ru](mailto:nikgeo@rumbler.ru)*

Горный Крым – позднекайнозойский асимметричный ороген с редуцированным южным крылом. Геологическое строение Горно-Крымского орогена сравнительно хорошо изучено [Муратов, 1954; Николаев, 1946; Бабак, 1961; Геологическое..., 1989; Геология СССР..., 1969; Горшков, 1984; Никитин и др., 2006; Никишин и др., 2006;; Эколого-ресурсный..., 2016 и др.]. Основное внимание исследователи уделяют главным образом изучению строения продольных структурных зон Горного Крыма, тогда как в строении орогена отчетливо проявляется зональность, выраженная в его делении на сегменты, разделенные поперечными зонами концентрации деформаций.

Главными продольными структурами Горно-Крымского орогена являются: позднекиммерийское складчатое сооружение с чередованием зон антиклинорного и синклинорного типа, его северное крыло, сложенное моноклинально залегающим эпикиммерийским чехлом с Первой, Второй и Третьей грядами Крымских гор, переходящим в недеформированный чехол Скифской плиты. В пределах Черноморской акватории перед альпийским орогеном располагается передовой прогиб Сорокина.

Киммерийская структура Горного Крыма была сформирована на южной окраине Скифского континента на месте возникшего, вероятно в триасе, глубоководного Таврического бассейна, вдоль северной окраины которого в средней юре развивался островодужный вулканизм. В поздней юре вокруг сформированного позднекиммерийского орогена, выраженного островной сушей, существовало «Эпикиммерийское» мелководное море, в раннем мелу на месте островной суши начал формироваться верхний этаж платформенного эпикиммерийского чехла.

### **Сравнение геологических особенностей строения Юго-Западного и Восточного Крыма**

Строение киммерийских и эпикиммерийских комплексов Горного Крыма показывает их структурное единство, а с другой стороны, в Юго-Западном и Восточном Крыму есть существенные различия, обусловленные наличием структур, поперечных горно-складчатому сооружению. В первую очередь речь идет об известной Салгино-Октябрьской зоне глубинного разлома, пересекающей Горный Крым на юго-западную и восточную части, существенно отличающиеся друг от друга по многим параметрам геолого-тектонического строения ядра горного сооружения и его северного крыла.

Цель доклада – подчеркнуть различия в строении и истории киммерийского, а возможно и докиммерийского развития сегментов Юго-Западного и Восточного Крыма, обусловленные динамикой, разделяющей их долгоживущей поперечной Горно-Крымскому орогену Салгино-Октябрьской зоны.

Для Юго-Западного Крыма характерна преимущественно северо-восточная ориентировка киммерийских структурных зон и ССВ ориентировка комплексов северо-западного крыла орогена, резко несогласно перекрывающих киммерийское основание. В Восточном Крыму киммериды и эпикиммерийский чехол ориентированы субширотно.

В Салгино-Октябрьской зоне происходит резкий разворот структур киммерийского основания, неоднородное распределение нижней части эпикиммерийского чехла, концентрация в ней интрузивных тел, связанных со

среднеюрским этапом субдукции. Проведение границ Салги́ро-Октябрьской зоны на геологической карте вызывает затруднения. Здесь отчетливо выражены субмеридиональные и северо-западные направления структур. И какое направление соответствует основной поперечной структуре, не очень ясно. По всей вероятности, тектоническая активность была связана как с теми, так и другими направлениями.

Различия в строении Юго-Западного и Восточного Крыма сведены в *таблице*.

*Таблица. Сравнение строения различных частей Горного Крым*

Блок Разрез и тектоника	Юго-Западный Крым	Салги́ро-Октябрьская зона	Восточный Крым
Таврическая серия T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> tv	Широкая полоса выходов (Качинское поднятие)	Резкое замыкание Качинского поднятия по системе субмеридиональных разломов	Выходы в ядрах кулисно расположенных антиклинальных структур
Тектонический меланж	Лозовская зона смятия	Присутствует	Не обнажено
Аюдагско-карадагский комплекс J <sub>2</sub> ak	Протяженная полоса Геракле́йско-Форосско-Меласских вулканитов	Аюдагский интрузивный комплекс	Карадагский вулканический центр
Отложения J <sub>3</sub>	Единая карбонатная платформа	Симферопольское поднятие Раздельные блоки	Гетерогенный литологический состав Карбонатные пиннаклы
Отложения K <sub>1</sub>	Терригенный комплекс основания Второй гряды	Поднятия, неоднородный разрез K <sub>1</sub> , Салгирский грабен	Терригенный комплекс основания Второй гряды
Платформенный комплекс	Полный разрез отложений K <sub>1</sub> -N, Вторая и Третья гряды гор	Отсутствует K <sub>2</sub> и Вторая гряда гор	Неполные разрезы K <sub>2</sub> , Вторая гряда гор развита фрагментарно
Тектоника	СВ структурный план. Поперечные сбросо-сдвиги СЗ ориентировки	Субмеридиональный структурный план с системой сбросов и левых сдвигов	Широтный структурный план. Поперечные меридиональные разломы
Неотектоника	Максимальное поднятие, 1550 м (Бабуган), ступенчатое опускание свода к западу	Резкое опускание свода к востоку на 300 м	Максимальное поднятие 1250 м (Каратау). Пликативное опускание к востоку
Сейсмотектоника	Концентрация эпицентров очагов землетрясений вдоль континентального склона	Большая концентрация эпицентров очагов землетрясений Решения механизмов указывают на существование продольных и поперечных активных структур	Относительно меньшая концентрация эпицентров очагов землетрясений вдоль континентального склона
Зоны концентрации деформаций	На СЗ склоне эрозионные системы с перехватами, на водоразделе Главной гряды – сбросы и сбросо-сдвиги	Поперечная Салги́ро-Октябрьская зона	Меридиональные зоны хорошо фиксируются в различных разрезах чехла и геоморфологии Второй и Третьей гряд гор.

Отчетливые различия в строении сегментов выражены в распределении структур нижнего структурного этажа киммерийского комплекса (таврическая серия), слагающих Горно-Крымскую зону. Максимально эродирован комплекс на юго-западе, тогда как в Восточном Крыму он выходит на поверхность по существу только в пределах узкого Туакского поднятия. В Юго-Западном Крыму к северу от области распространения таврических образований широкой полосой выходит на поверхность их возрастной аналог – эскиординская серия, контактирующая с таврической по зоне тектонического меланжа Лозовской зоны смятия. Восточнее Сиферополя подобных комплексов не обнаружено.

Наиболее выразительные различия в структуре двух рассматриваемых сегментов устанавливаются на уровне среднеюрских вулканогенно-осадочных и комагматических им субвулканических и интрузивных образований. На юго-западе они представлены протяженной Гераклеиско-Форосско-Меласской полосой среднеюрских вулканитов, включающих образования офиолитовой ассоциации, на востоке присутствует одиночный Карадагский вулканический центр, а в пределах Салгино-Октябрьской поперечной зоны характерно максимальное развитие субвулканических и интрузивных магматических тел при отсутствии комагматических им вулканитов.

Существенно различаются также образования нижнего структурного этажа платформенного эпикиммерийского комплекса. Для верхней юры характерны фациальные изменения от относительно однородной карбонатной платформы на юго-западе (хотя в значительной степени и уничтоженной последующими эрозионно-денудационными процессами) до зоны сложных фациальных переходов с гетерогенным литологическим составом, выход на поверхность которых сопровождается развитием характерных геоморфологических форм – карбонатных пиннаклов на востоке. Особенности разреза этого стратиграфического уровня связаны с формированием в Восточно-Крымской зоне Судакского рифтогенного трога. Значительные изменения фаций и мощностей характерны для нижнемеловых толщ. В Юго-Западном Крыму развит мощный глинисто-терригенный комплекс, слагающий подножье Второй гряды, этот же комплекс присутствует и в Восточном Крыму, но здесь он значительно меньшей мощности. В пределах Салгино-Октябрьской зоны нижнемеловые образования присутствуют в основном только в отдельных рифтогенных структурах. Это было связано с развитием в этой зоне Симферопольского поднятия.

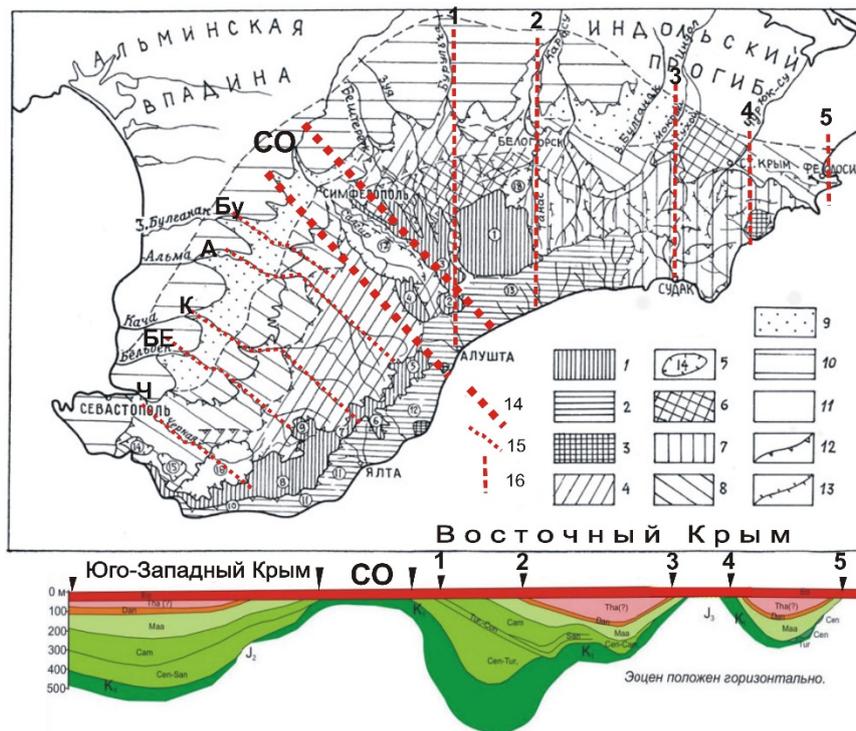
Симферопольское поднятие существенно повлияло также на развитие верхнего структурного этажа платформенного комплекса. В юго-западной части платформенный комплекс характеризуется максимальной полнотой и развитием в нем характерного куэстового рельефа, на востоке разрез далеко неполон и Вторая гряда Крымских гор здесь фрагментарна. В палеогеновой части разреза чехла роль Симферопольского поднятия отражена в уменьшенных мощностях разрезов.

Отличия в тектонической структуре уже отмечались: изменение структурного плана северо-восточной ориентировки на юго-западе до широтного на востоке. И одновременно меняется характерная ориентировка поперечных орогену зон концентрации деформаций – от северо-западной в Юго-Западном Крыму до серидлиональной в Восточном.

### **Новейшая история развития южной окраины Крыма**

Формирование альпийской структуры Горно-Крымского сооружения было связано с поддвигом формирующегося перед фронтом орогена краевого прогиба Сорокина. Этот процесс привел к некоторому сглаживанию первоначальных различий структурных особенностей позднекиммерийско-альпийских комплексов.

Вместе с тем переходная зона между сегментами, в которой происходит разворот структур позднекиммерийского и эпикиммерийского комплексов Горного Крыма, несомненно обладает особыми структурными параметрами на новейшем этапе развития Горного Крыма. По разные стороны от нее, соответственно в Юго-Западном и Восточном Крыму, устанавливаются существенные различия геоморфологического строения (рис. 1) и особенностей неотектонического развития, а непосредственно с ней связаны существенные неотектонические перестройки и наиболее активные проявления сейсмичности.



**Рис. 1.** Схема геоморфологического районирования и поперечные зоны концентрации деформаций Крымского п-ва. 1-11 – геоморфологические зоны: 1-2 – Главная гряда: 1 – водораздел (плато), 2 – южный склон; 3 – массивы Аю-Даг, Кастель и Карадаг; 4-5 – северный склон Главной гряды в Юго-Западном Крыму: 4 – выходы киммерийского складчатого комплекса, 5 – эрозионные котловины с меловыми отложениями; 6-7 – северный склон Восточного Крыма: 6 – северный склон плато, 7 – холмогорье; 8 – Вторая гряда; 9 – северное межгрядовое понижение; 10 – Третья гряда; 11 – Степной Крым; 12 – эрозионные уступы; 13 – гребни водоразделов; 14-16 – поперечные зоны концентрации деформаций, выраженные градиентными перестройками в геологическом строении и подчеркнутые эрозионными системами: 14 – в обрамлении Салгиро-Октябрьской поперечной зоны; 15 – зоны северо-западного простирания Юго-Западного сегмента (Ч – Чернореченская, Бе – Бельбекская, К – Качинская, А – Альминская, Бу – Булганакская); 16 – меридиональные зоны Восточного сегмента (1 – Алуштинская, 2 – Белогорская, 3 – Судакская, 4 – Карадагская, 5 – Феодосийская)

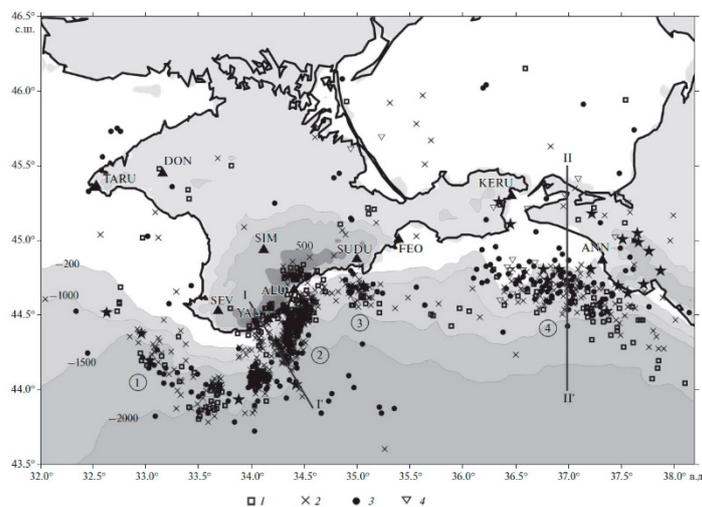
Для Юго-Западного Крыма характерно максимальное поднятие на востоке (г. Роман Кош, 1550 м) с постепенным ступенчатым опусканием свода по левым сбрососдвигам на запад к Гераклеяскому полуострову. Для поперечной зоны характерна резкая относительно опущенная ступень амплитудой 300 м. В Восточном Крыму новейшее поднятие, с максимальными высотами в западной части плато Караби (г. Каратау, 1250 м) постепенно снижается к востоку.

В Юго-Западном Крыму можно выделить несколько поперечных орогену линейных зон концентрации деформаций СЗ простирания. С ними совпадают основные речные долины и имеют место речные перехваты. Места пересечения речных долин и квестовых гряд платформенного комплекса происходит на участках концентрации зон трещиноватости, малоамплитудных разрывов и крыльях поперечных флексур (долина р. Кача у Бахчисарая).

При пересечении карбонатной платформы верхней юры эти зоны проявлены в виде сбросов и сбросо-сдвигов, обуславливающих ступенчатое опускание Крымского свода к западу. Их заложение следует относить к рубежу сармата-меотиса, когда происходит разделение позднесарматской поверхности выравнивания на отдельные блоки и заложение вдоль них основных речных долин СЗ направления. Очевидна их неотектоническая природа, поскольку они не отражены в строении мезозойско-кайнозойского чехла (см. *рис. 1*)

В Восточном Крыму поперечные орогену зоны концентрации деформаций имеют субмеридиональное простирание и наравне с Салгино-Октябрьской связаны с длительным характером развития, в частности, с историей формирования платформенного комплекса. Они расположены на участках резкого изменения фаций и мощностей вдоль простирания моноклинали (см. *рис. 1*). На неотектоническом этапе они определяют "клавишный" характер квестовой гряды. Участки, где присутствуют фрагменты рельефа Второй гряды, на ее простирании им соответствует наличие блока верхней юры (г. Агармыш). Кроме того, они хорошо выражены в виде линеаментов на космоснимках Крыма [*Кац и др., 1981*].

Особенности развития региона на новейшем этапе отражают сейсмические данные [*Гобаренко и др., 2016; Гориков, Левицкая, 1946, 1947*]. Основные очаги наиболее сильных землетрясений тяготеют к Северо-Черноморской зоне сочленения акватории и суши – зоне субдукции, где и фиксируются главные сейсмические события, влияние которых распространяется на сушу. Вместе с тем вдоль главной сейсмической субдукционной зоны характерно отчетливо дискретное распределение очагов землетрясений. Наибольшее число землетрясений располагается в районе Севостополя, Ялты–Алушты, Судака и Феодосии, где выражены уходящие к югу (в акваторию) меридиональные цепочки эпицентров очагов землетрясений (*рис. 2*).



**Рис. 2.** Распределение эпицентров слабых землетрясений ( $m_b \leq 3$ ) Крымской сейсмогенной зоны (в акватории вдоль побережья) [*Гобаренко и др., 2016*]. Глубины очагов показаны на фоне батиметрии дна моря и рельефа дневной поверхности. Цифры в кружках – подзоны: 1 – Севастопольская, 2 –

Ялтинско-Алуштинская (Южнобережная), 3 – Судакская, 4 – Керченско-Таманская. Эпицентры на глубине: 1 – 0–15 км; 2 – 15–30 км; 3 – 30–50 км; 4 – более 50 км. Черными звездочками показаны сильные землетрясения ( $m_b > 3$ ) [Яновская и др., 2016], черными треугольниками – сейсмические станции, зарегистрировавшие землетрясения: ALU – Алушта, ANN – Анапа, DON – Донузлав, FEO – Феодосия, KERU – Керчь, SEV – Севастополь, SIM – Симферополь, SUDU – Судак, TARU – Тарханкут, YAL – Ялта

Эти цепочки сопоставляются с местами сочленения и окончания сегментов Юго-Западного и Восточного Крыма. В частности, Ялтинско-Алуштинская зона соответствует поперечной Салгиро-Октябрьской зоне, разделяющей сегменты Юго-Западного и Восточного Крыма.

Решения механизмов очагов землетрясений приводят к выводам о реализации двух типов смещений. Одни из них связаны с поддвиго-надвиговыми смещениями вдоль структур СВ простирания, другие – с наличием поперечных нарушений [Гобаренко и др., 2016]. Проявление смещений по поперечным нарушениям характерно для Салгиро-Октябрьской зоны. Это подтверждают данные о Ялтинских землетрясениях 1927 г. (рис. 3) [Никонов, 2012].

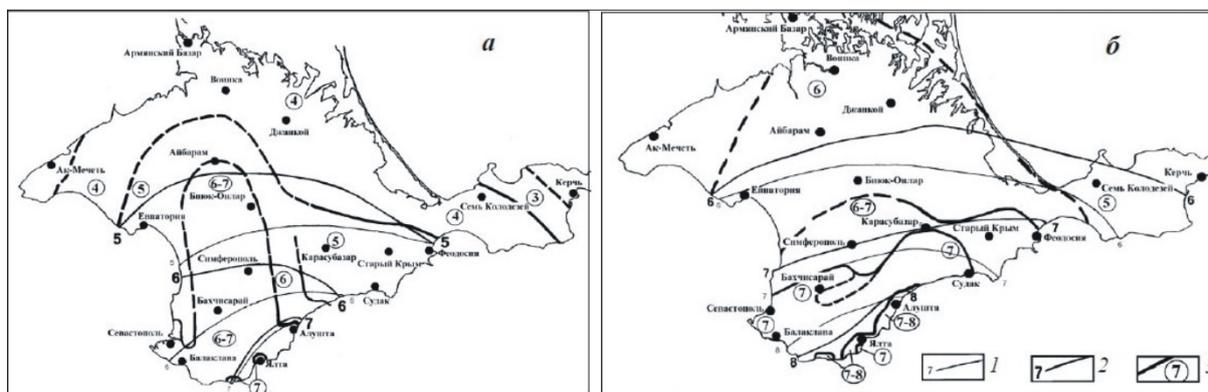


Рис. 3. Карты изосейст Крымских землетрясений 1927 г. (а – толчок 26 июня, б – толчок 11 сентября), построенные для территории Крымского полуострова разными авторами: 1 – по [Медведев, Морозова, 1962], 2 – по [Скляр, Князева, Королев, 2000], 3 – по [Никонов, 2007]. Сплошные изосейсты – установленные надежно, штриховые – менее надежно. Цифры – интенсивность, баллы

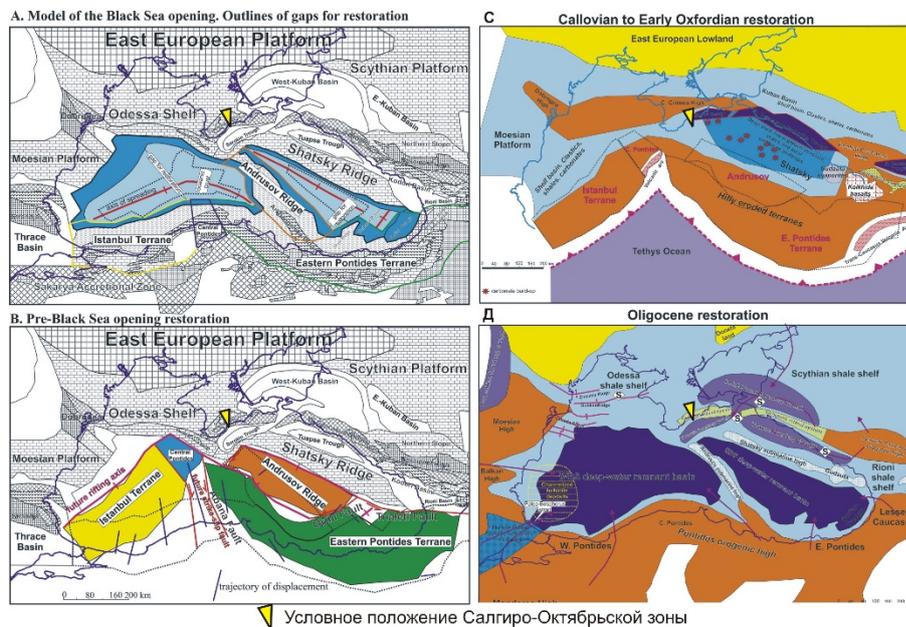
Меридиональное простирание изосейсты 6–7 баллов при июньском землетрясении, ее размер и форма объясняется автором наличием секущих Крымский полуостров субмеридиональных зон глубинных разломов [Горшков, 1984; Никонов, 2007] и разделением подобными зонами земной коры региона по сейсмологическим данным [Пустовитенко, Кульчицкий, 1975]. Макросейсмическое поле главного толчка сентябрьского землетрясения существенно отличается от поля июньского толчка. Изосейсты высоких баллов и зоны соответствующей балльности вытянуты в субширотном направлении. Протяженность зоны 7–8-балльных сотрясений в северо-восточном направлении на 70 км (на суше), по мнению автора отражает вытянутость эпицентральной зоны и очага в акватории.

Изложенное позволяет сделать вывод, что на всех этапах геологического развития Горного Крыма, включая новейший, имеются существенные различия в его сегментах.

### Положение Горного Крыма в региональной структуре и история его формирования

Отмеченные особенности строения юго-западного и восточного сегмента позднекиммерийского сооружения Горного Крыма и его северного крыла объясняются, в частности, тем, что эти сегменты в общем распределении структур Черноморского

региона по-существу принадлежат к двум различным зонам. Развитие Восточного Крыма тесно связано с развитием Западного Кавказа [Nikishin et al., 2015a, 2015b]. Горный Крым, располагаясь в южной части Скифской плиты, попадает на разные участки мезозойско-кайнозойской окраины Тетис (рис. 4). Если Юго-Западный Крым как складчатое сооружение сформировался до поздней юры, то в Восточном Крыму (Судакский трог), как и на Западном Кавказе, в поздней юре-раннем мелу продолжалось формирование глубоководного трога. В альбе на Понтийской активной окраине возникла система рифтогенных впадин, на месте которых в позднем мелу сформировались глубоководные Западно- и Восточно-Черноморские впадины с корой океанического типа. В результате этого процесса Горно-Крымско-Западно-Кавказская зона была отделена от Понтида. В существовавших Судакском и Западно-Кавказском трогах инверсия началась только в конце эоцена, уже вслед за раскрытием Черноморских глубоководных впадин. То есть на протяжении позднего мела – эоцена в Восточно-Черноморском регионе существовало два глубоководных бассейна – собственно-Восточно-Черноморский и Судакско-Западно-Кавказский.



**Рис. 4.** Восстановление тектонической структуры раскрытия Предчерноморского бассейна (А – возможные контуры пробелов в реставрации; Б – тектоническое строение перед раскрытием Черноморской котловины; Палеогеографические карты Черноморского региона (С – келловей-ранний оксфорд, Д – олигоцен) [Nikishin et al., 2015b]

Приведенные данные показывают, что на протяжении позднекиммерийско-альпийской истории две части Горного Крыма развивались по-разному, чем и объясняются различия их разрезов. В разделении Юго-Западного и Восточного Крыма, как и в разделении Западно- и Восточно-Черноморских бассейнов связано с блоком Центральных Понтидов между Истамбульским и Восточно-Понтийским террейнами – зоной схождения двух вулканических дуг.

Начавшаяся в эоцене инверсия Судакского и Западно-Кавказского трогов, приведшая сначала к формированию островной суши и завершившаяся формированием всего Горно-Крымского, а также Западно-Кавказского орогенов была связана с поддвигом формирующихся перед фронтом орогенов краевых прогибов Сорокина и Туапсинского.

Дальнейшая история формирования Горно-Крымского орогена связана ростом горно-складчатого сооружения и его надвиганием на формирующийся перед ним краевой прогиб Сорокина, что отражает поддвиговые деформации Черноморской плиты под континентальную окраину [Вигинский, 1999; Никишин и др., 2006; Юдин, 2013; Nikishin et al., 2015a, Nikishin et al., 2015b]. Некоторые концепции [Гобаренко, 2016] предполагают более сложные механизмы поддвига.

### **Возможные причины различия строения Юго-Западного и Восточного Крыма**

Причины разного развития Юго-Западного и Восточного Крыма связаны с различиями в истории формирования структуры западной и восточной частей всего Черноморского региона (акватории с северным обрамлением). Это было хорошо показано в работах [Nikishin et al., 2015a, Nikishin et al., 2015b]. Общая организация мезозойско-кайнозойских структур региона указывает на то, что формирование мезозойско-кайнозойских структур Крымско-Кавказско-Черноморского региона произошло на месте докембрийской континентальной окраины с главенствующим субмеридиональным структурным планом, предопределившим кулисное расположение вулканических дуг на северной окраине Тетиса. Сравнение с Кавказским регионом позволяет предположить, что эти неоднородности имеют общность с зональностью Большого Кавказа в продольном его сечении, в частности, выраженном зоной Транскавказского поперечного поднятия [Милановский, 1968; Штенгелов, 1972].

Рассмотренные различия мезозойско-кайнозойской истории Черноморского региона указывают, что формирование этой структуры произошло по крайней мере не позднее заложения киммерийского Таврического (Горно-Крымского) бассейна. Вместе с тем, современная геодинамика региона, связанная с продолжающимися субдукционными процессами в переходной зоне от глубоководной коры Черного моря к северной континентальной окраине, подтверждающимися сейсмическими данными, указывает на современную подвижность разрывно-трещинных систем. Различия истории Юго-Западного и Восточного Крыма на кайнозойском этапе развития, проявляющиеся в разной величине поднятия сегментов, наличии меридиональных цепочек эпицентров очагов землетрясений, указывают на активность различно ориентированных зон концентрации деформаций в структуре Горного Крыма. Главное поле напряжений в Черноморско-Крымско-Кавказском регионе, определяющее современное развитие структур, характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия [Расцветаев, 1973, 1980] (рис. 5).

Наиболее крупными структурными элементами региона являются Кавказский и Добруджинский орогены северо-западной ориентировки. Горно-Крымское складчатое сооружение расположено между ними как флексурный изгиб, выраженный своеобразным структурным "параллелограммом", формирование которого могло быть связано с характерными правосдвиговыми подвижками вдоль главных орогенов региона [Расцветаев, 1980]. Структура Горного Крыма также испытывает субмеридиональное сжатие. Кроме того, здесь же проявляется северо-западное кинематогенное сжатие. В структуре находящегося в сложных тектодинамических условиях Горного Крыма характерной зоной концентрации деформаций растяжения и сдвига является короткая "диагональ параллелограмма", проявляющаяся на протяжении киммерийско-альпийской истории развития Горного Крыма. Крымская "диагональ" попадает как раз на Салгиро-Октябрьскую зону, разделяющую Юго-Западный и Восточный Крым.

Таким образом, Горный Крым является сложным "составным" орогеном, разные части которого развивались в течение мезозоя и кайнозоя по-разному. Сначала как

аномальная зона регионального изгиба и перестройки крупных тектонических структур (разновозрастных вулканических надсубдукционных дуг) на северной окраине Тетиса, затем как уже существующая структурно-неоднородная зона с проявлением преимущественно разрывных деформаций в условиях современных геодинамических процессов.



**Рис. 5.** Схема сдвиговых перемещений по разломам Черноморского региона [Расцветаев, 1980]. 1 – крупнейшие системы разломов и шовные зоны; 2 – граница выклинивания гранитного слоя; 3–4 – разломы; 5 – область безгранитной коры

#### ЛИТЕРАТУРА

Бабак В.И. Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты тектоники Крыма // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода. М.: АН СССР, 1961. Т. 2.

Вигинский В.А. Орогенез в Азово-Черноморском регионе // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1999. С. 2–10.

Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования) / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: МГУ, 1989. 160 с.

Геология СССР. Том 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, 576 с.

Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П. и др. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. 2016. № 4. С. 1–20.

Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 272 с.

Горшков Г.П., Левицкая А.Я. Некоторые вопросы сейсмотектоники Крыма // ДАН СССР. 1946. Т. 54. № 3.

Горшков Г.П., Левицкая А.Я. Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1947. № 3.

Кац Я.Г., Макарова Н.В., Козлов В.В. и др. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космоснимков // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1981. № 3. С. 8–20.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Муратов М.В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29. Вып. 1. С. 1–20.

*Никитин М.Ю., Седаева К.М., Майорова Т.П.* Путеводитель по первой Крымской учебной геологической практике. Ч. II. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ГУ, 2006. 124 с.

*Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю.* и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма М.: МГУ, 2006. 60 с.

*Николаев Н.И.* О возрасте рельефа Горного Крыма // Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. № 8. М.: АН СССР, 1946. С. 103–105.

*Никонов А.А.* Крымские землетрясения 1927 г. – уточненные решения макросейсмического поля и механизма очагов // Сборник материалов Междунар. научн. конференции “Уроки и следствия сильных землетрясений”, Ялта, 25–28 сент. 2007 г. Симферополь, 2007. С. 13–15.

*Никонов А.А.* Уточненные решения макросейсмического поля и механизма очагов Крымских землетрясений 1927 г. // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 50–78.

*Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Аверьянова В.Н.* и др. Об особенностях очаговых зон сильных Крымских землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 года // Инженерносейсмические проблемы. 1976. Вып. 18. С. 103–115.

*Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–112.

*Расцветаев Л.М.* Крым // Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 399. 1985. С. 48–57.

*Скляр А.М., Князева В.С., Королев В.А.* Макросейсмический эффект землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 г. в Крыму // Сейсмологический бюллетень Украины за 1998 г. Симферополь, 2000. С. 90–119.

*Штенгелов Е.С.* О признаках блоковых неотектонических движений в Горном Крыму // ДАН СССР. 1972. Т. 202 № 5. С. 1162–1163.

Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития СПб.: ВВМ, 2016. Т. 1. 351 с.

*Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

*Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П.* Строение подкорковой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2016. № 1. С. 1–17.

*Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O.* et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 638–655.

*Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O.* et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 656–670.

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПОДОБИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ТЯНЬ-ШАНЯ

*Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

Явление формирования складчатости, в том числе – линейной, входит в число трех основных процессов образования континентальной земной коры (складчатость, магматизм, метаморфизм): эти процессы завершают развитие подвижных поясов в конце очередного геотектонического цикла и фиксируют переход этих структур в платформенную стадию развития. Это означает, что складчатость участвует в формировании нового объема кристаллического слоя континентальной коры. Достаточно очевидно, что в этой связи структуры линейной складчатости представляют собой важные объекты в качестве источника информации о геодинамических процессах развития земной коры. В конце XX века сотрудниками МГУ и ИФЗ РАН проводилось комплексное изучение таких структур, включавшее теоретические и экспериментальные исследования, а также полевые работы [Гончаров, 1988; Гончаров и др., 1988; Шолто и др., 1993]. В частности, в результате многолетних работ по изучению складчатых структур Большого Кавказа и Тянь-Шаня в поле была получена важная информация – было построено несколько десятков детальных структурных профилей.

В рамках продолжения исследования в этом направлении были разработано несколько методов исследования разномасштабных структур линейной складчатости [Яковлев, 2015], включая специальный метод построения сбалансированных профилей [Яковлев, 2017; Yakovlev et al., 2023]. Исходным материалом для построения таких разрезов служат детальные структурные профили, которые делятся на «складчатые домены», имеющие вдоль профиля длину 0.5 – 2 км и охватывающие обычно 1-7 складок. «Домены» объединяются в более крупные «структурные ячейки», длина которых в доскладчатом состоянии сопоставима с мощностью всего чехла – это обычно 10-15 км. Для восстановления доскладчатого положения каждого домена используются замеры ряда параметров морфологии складок и расчеты по компьютерной программе [Яковлев, 2017]. В результате для «доменов» и «структурных ячеек» становится известной современная и доскладчатая длина структуры вдоль профиля, что позволяет определять размер сокращения, а также оценивать важные параметры – глубину кровли фундамента на трех стадиях развития, амплитуду поднятия и размыва кровли чехла, а также «разницу глубин кровли фундамента» на стадиях 3 и 1 (*рис. 1*). В трех регионах Большого Кавказа были изучены 24 профиля, в которых были выделены 78 «ячеек». Полученный материал показал существование устойчивых по простиранию структур [Яковлев, 2015], свойства которых позволили сделать важные выводы о реальном строении всего сооружения.

Кроме собственно структурного результата, полученные данные оказались интересными для анализа геодинамических механизмов формирования структуры, поскольку статистический характер материала отражает объективный ход развития процесса. Важными оказались следующие параметры (*рис. 1*, усл. знак б): («1») глубина кровли фундамента на стадии 1, («2») величина сокращения, («3», «4») глубина кровли фундамента на стадиях 2 и 3, («5») амплитуда поднятия и размыва, («6») разница глубин кровли фундамента между стадиями 1 и 3. Амплитуда поднятия и размыва определялась

по положению «стратиграфического маркера» (рис. 1, усл. знак 7). При первичном статистическом анализе были обнаружены сильные корреляции между несколькими признаками, в частности – между «2» и «5» (рис, усл. знак 2). Но анализ только парных корреляций не позволяет выявлять общие, генетические связи внутри массива статистических данных, для этих целей используется факторный анализ.

Для анализа статистических свойств массива был использован метод «главных компонент с вращением» («Варимакс») в программной среде «Статистика» [Яковлев, Горбатов, 2018]. Метод показывает некоторое количество «осей» или факторов в многомерном облаке 78 точек-объектов. Каждый фактор имеет «вес»; значимыми являются факторы, собственные значения которых превышают 1.0. Анализ выявил два основных фактора, а не один или три. Их суммарный «вес» составил 0.87, а сумма собственных значений – 5.2 из возможных 6.0, по числу признаков (таблица 1). Хорошим результатом факторного анализа считается такое распределение нагрузок, при котором высокая нагрузка параметра по одному фактору сопровождается низким значением для него же по другому фактору; именно такой результат и был получен для исследованного массива. Это облегчает разумную интерпретацию обнаруженных факторов.

В таблице 1 («версия 1») результат представлен в виде нагрузок по факторам и параметрам, а также величин «веса» самих факторов. Интерпретация фактора 1, имеющего вес 0.466, связана с параметрами «1» и «4». Глубина кровли фундамента («4») на стадии 3 является подчиненным параметром (нагрузка 0.982), ведущий параметр – глубина кровли фундамента на стадии 1 («1»), его нагрузка – 0.790. Фактор 1 был назван «Изоастазия», он отвечает за сохранение глубины кровли фундамента по результатам действия двух процессов – складчатости и горообразования. На «физическом» уровне действие фактора мы связываем с увеличением плотности пород коры и мантии.

Фактор 2 имеет вес меньший, 0.402, он связан с параметрами «2» (укорочение) и «5» (амплитуда поднятия и размыва). Укорочение является лидирующим параметром в факторе, его вес 0.938, оно определяет амплитуду поднятия «5», имеющую вес 0.957. Фактор получил название «Сокращение», он также связан с изостазией и изменениями плотности пород коры и мантии, но в этом случае при развитии процесса имеет место их разуплотнение.

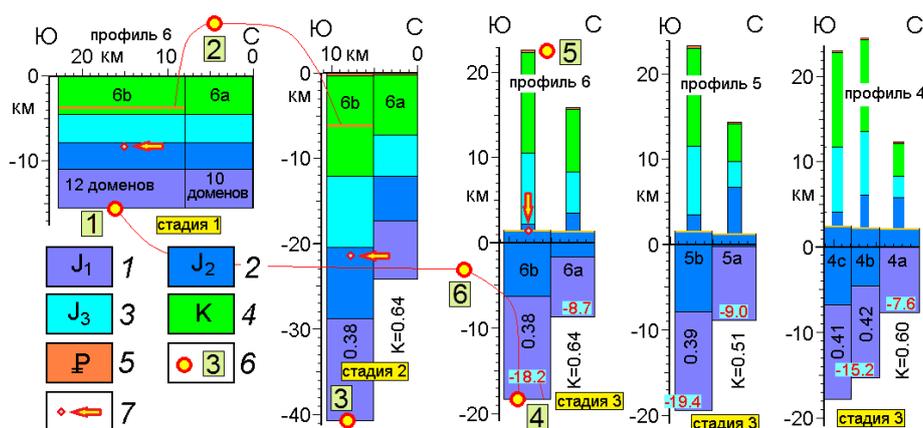


Рис. 1. Реконструкция осадочного чехла в масштабе «структурных ячеек» (по материалам [Яковлев, 2015]). Показаны три стадии развития структуры для профиля «6» Тфанской зоны Юго-Восточного Кавказа и современная структура (стадия 3) для профилей «4» и «5». 1-5 – стратиграфические подразделения; 6 – параметры ячеек, используемые для диагностики геодинамических механизмов в масштабе литосферы; 7 – позиция стратиграфического маркера («стратиграфическая глубина ячейки»)

**Таблица 1.** Результаты факторного анализа в (1) Большом Кавказе (n=78), (2) в профиле Шильбилисай (n=12), а также (3) совместно (n=90). ГКФ – глубина кровли фундамента. Используемые в интерпретации нагрузки параметров выделены полужирным шрифтом.

параметры:	версия 1, n=78		версия 2, n=12		версия 3, n=90	
	F1	F2	F1	F2	F1	F2
1. Исх. мощн. (ГКФ)	<b>0.790</b>	0.022	0.406	<b>-0.792</b>	-0.210	<b>0.787</b>
2. Укорочение	-0.195	<b>0.938</b>	<b>-0.988</b>	0.018	<b>0.960</b>	0.058
3. ГКФ, стадия 2	0.665	-0.736	-0.988	-0.047	0.910	0.369
4. ГКФ, стадия 3	<b>0.982</b>	-0.158	0.246	<b>0.947</b>	0.066	<b>0.995</b>
5. Амплитуда поднятия	0.005	<b>0.957</b>	<b>0.909</b>	0.413	<b>-0.946</b>	0.217
6. Разница ГКФ (3-1)	0.853	-0.219	0.229	0.955	0.211	0.873
Собственные значения	2.796	2.410	3.057	2.608	2.738	2.558
Веса факторов	0.466	0.402	0.551	0.435	0.456	0.426

В развитие этих исследований была предпринята попытка добавить в этот массив новый материал в виде результатов изучения слабой складчатости Дагестана для двух профилей и 25 ячеек [Яковлев, Горбатов, 2021]. Данные были проанализированы в разных комбинациях с прежними данными (таблица 2). Оказалось, что материал слабой складчатости не показал такой картины сочетаний весов параметров, которой можно дать разумную интерпретацию. Объединение этих данных с 36 ячейками восточной части Кавказа также разрушило устойчивую картину факторов. Это исследование показало, что геодинамический процесс формирования структуры, связанный с двумя факторами (таблица 1, версия 1), проявлен только в осевых зонах Большого Кавказа.

По результатам исследования каледонской складчатости Тянь-Шаня в профиле по реке Шильбилисай [Yakovlev et al., 2023] были получены данные величин укорочения по 12 структурным ячейкам (рис. 2А). Если сравнивать эти величины с сокращениями структур Большого Кавказа, то они оказываются чрезвычайно большими: обычные значения  $K=L_0/L_1$  для альпийской структуры – от 1.0 до 3.0 со средней величиной около 2.0, а для каледонской структуры “К” меняется от 3.8 до 5.5, со средним значением 4.5, причем меняются они вдоль профиля вполне плавно и закономерно (рис. 2А).

Используя данные стратиграфии осадочного чехла общей мощностью около 10 км и величины сокращения в 12 ячейках, была построена сбалансированная модель структуры [Яковлев, Фролова, 2022], в том числе – положение подошвы чехла (рис. 2Б, знак 2) и размытой кровли. Расчетная глубина кровли условного фундамента составила около 10 км с вариациями, амплитуда поднятия и размыва достигала чрезвычайно больших значений – до 48 км при среднем значении 37 км. Положение точек этих 12 ячеек на графике «амплитуда поднятия» – «величина сокращения» полностью повторяет тренд ячеек Большого Кавказа (рис. 2В). Факторный анализ данных только 12 ячеек показал их идентичность с результатами для осевых зон Большого Кавказа (таблица 1, версия 2), но фактор «Сокращения» оказался сильнее фактора «Изостазии», и оба фактора усилились – их вес в сумме составил 0.986 из 1.00. Объединение материалов двух структур (таблица 1, версия 3) повторил результат с более сильным «Сокращением» при небольшом ослаблении этих факторов – их сумма составила 0.882 из 1.00.

При сравнении трех структур – Таласской складчатости, осевых зон Кавказа и Дагестана, выявлены два обстоятельства. Первые две структуры сходны, поскольку имеют флишевый чехол, осадки третьей являются дельтовыми комплексами. По

параметру «разница глубин фундамента» первые структуры также идентичны – этот параметр в среднем близок к нулю: 1.31 км и 0.51 км (и 0.13, -1.25 для двух частях Кавказа), а структура Дагестана явно испытала значительное поднятие (+4.18 км.)

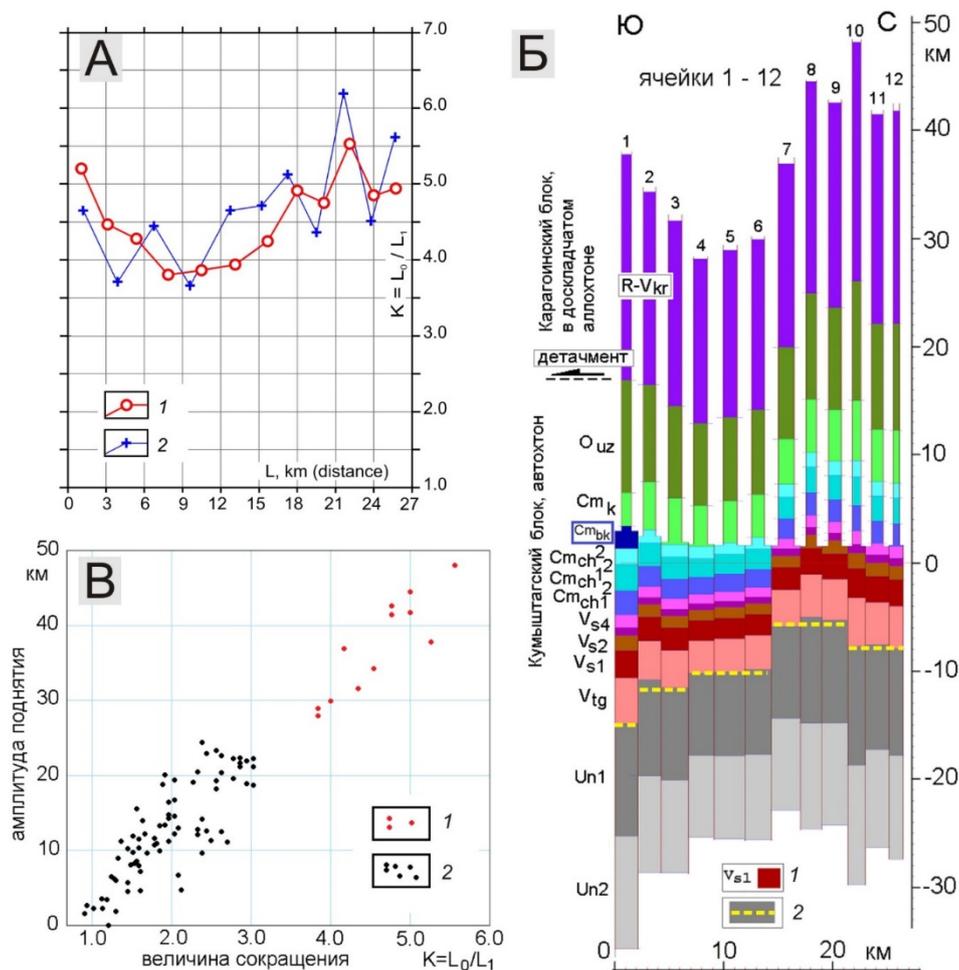
### Выводы

1) Комплексные исследования складчатости, проводившиеся в конце XX века в МГУ и ИФЗ РАН, особенно – полевые материалы детальными структурных профилей [Гончаров и др., 1988], являются источником важной информации для геодинамических исследований формирования структур континентальной земной коры.

2) Материалы исследования каледонской складчатости Тянь-Шаня и их сравнение с ранее полученными данными по Большому Кавказу позволили обнаружить (в предварительном статистическом виде) важную закономерность идентичного развития структур земной коры, имеющих линейную складчатость, на протяжении всего геотектонического цикла, начиная с вполне определенного характера осадконакопления. Подобие развития связывается нами с геодинамическими процессами (факторами) «Изоостазия» и «Сокращение» и с изменениями плотности пород коры и мантии.

**Таблица 2.** Результаты факторного анализа массивов шести параметров для нескольких регионов Большого Кавказа (по материалам [Яковлев, Горбатов, 2021])

величины нагрузок параметры	Выборки по районам Большого Кавказа							
	1. Сев.-Зап. Кавк. (n=42)		2. Вост. Кавк. (n=36)		3. Дагест. (n=25)		4. Вост.+Даг. (n=36+25=61)	
	F1	F2	F1?	F2?	F1?	F2?	F1?	F2?
1. Исх. мощн.	<b>0.806</b>	-0.152	0.470	0.520	<b>0.881</b>	-0.172	<b>0.715</b>	0.533
2. Укорочение	0.206	<b>0.937</b>	0.543	0.638	<b>0.776</b>	0.370	<b>0.797</b>	0.454
3. ГКФ. стадия 2	0.767	0.627	0.674	0.736	<b>0.930</b>	0.345	<b>0.797</b>	0.597
4. ГКФ. стадия 3	<b>0.993</b>	0.074	<b>0.970</b>	0.215	0.471	<b>0.835</b>	0.450	<b>0.887</b>
5. Ампл. подн.	0.061	<b>-0.943</b>	0.021	<b>-0.994</b>	<b>-0.973</b>	-0.075	<b>-0.975</b>	-0.133
6. Разница ГКФ	0.865	0.192	0.981	0.023	-0.064	0.997	0.163	0.968
Собственн. знач.	3.019	2.226	2.873	2.254	3.416	1.982	2.961	2.590
Веса факторов	0.503	0.371	0.479	0.376	0.569	0.330	0.493	0.432



**Рис. 2.** Сбалансированная модель каледонского осадочного чехла Таласского хребта. А – распределение величин сокращения вдоль профиля Шильбилисай в структурных ячейках, по [Yakovlev et al., 2023]. Версии расчетов: 1 – Ф. Яковлева; 2 – К. Гайдзика. Б – Сбалансированная по объемам стратиграфических подразделений 2D модель каледонского осадочного чехла для 12 структурных ячеек (по [Яковлев, Фролова, 2022], с изменениями). 1 – стратиграфические подразделения; 2 – расчетное положение кровли фундамента в структурных ячейках. В – Диаграмма рассеяния параметров «амплитуда поднятия» («5») и «величина укорочения» («2»). 1 – для 12 структурных ячеек профиля Шильбилисай; 2 – для 78 структурных ячеек Большого Кавказа

Работа выполнена в рамках тематики государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН номер FMWU-2022-0011.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта // Отчет о результатах полевых работ 1972-1979 гг. М: МГУ, 1988. 342 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.

Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

*Яковлев Ф.Л.* Многогранговый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. Дис. ... д. г.-м. н. М, 2015. 472 с.

*Яковлев Ф.Л.* Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: ИФЗ РАН, 2017. 60 с.

*Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С.* Об использовании факторного анализа для исследования геодинамических процессов формирования Большого Кавказа // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 909–926.

*Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С.* Складчатая структура Большого Кавказа, геодинамические механизмы его формирования и история вертикальных движений по крупным разломам // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. Иркутск: ИГУ, 2021. С. 55–57.

*Яковлев Ф.Л., Фролова Н.С.* О строении земной коры каледонского и современного Таласского Алатау по профилю Шильбилисай – по данным предварительного определения величин соскладчатого горизонтального сокращения // Мат-лы всеросс. науч. конф. "Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов", М: ИФЗ РАН, 2022. С. 490–500.

*Yakovlev F., Gaidzik K., Voytenko V. et al.* Balanced cross-section restoration in a complicated folded hinterland structure: Shilbilisaj profile, Talas ridge, Caledonian Tien Shan // Terra Nova. 2023. No. 35 (1). P. 1–14.

## НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

### «КОНТИНЕНТ–ОКЕАН»

#### СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВНЕДРЕНИЕ ЧЕЛЮСКИНСКИХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

*Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

e-mail: [lidem06@rambler.ru](mailto:lidem06@rambler.ru), [zakharov@geol.msu.ru](mailto:zakharov@geol.msu.ru), [mary\\_promyslova@gmail.com](mailto:mary_promyslova@gmail.com)

На Северо-Восточном Таймыре в составе Центрально-Таймырской тектонической зоны расположены Челюскинский и Становской офиолитовые пояса, расстояние между которыми составляет около 200 км. Далее к юго-западу их продолжение в виде отдельных фрагментов офиолитовой ассоциации прослеживается на сотни километров в бассейнах рек Тревожная, Ленивая, Гусиная, Шренк [Беззубцев и др., 1986].

Относительно геодинамической природы офиолитов Становского пояса в настоящее время существенных разногласий среди исследователей геологии Таймыра нет. Во многих работах показано, что он сформировался в спрединговой зоне задугового бассейна [Верниковский, 1996; Верниковский, Верниковская, 1996; Верниковский и др. 2011; Самыгин, 2018; Демина и др. 2020; Демина, Промыслова, 2021; Демина и др., 2022].

Геодинамическая природа Челюскинского пояса до настоящего времени является предметом дискуссий. В.А. Верниковский и А.Е. Верниковская [1996] считают, что формирование Челюскинских офиолитов происходило в спрединговой зоне одного и того же окраинного моря (задугового бассейна), что и Становских офиолитов, а различия в составе пород объясняются разной степенью метаморфизма. Также существует мнение о том, что Челюскинский и Становой офиолитовые пояса сформировались примерно в одно и то же время, между 755 и 730 млн лет назад, и представляют собой единый офиолитово-островодужный террейн, фрагментированный более поздними надвигами и сдвигами в ходе коллизии с Сибирским континентом [Vernikovsky et al., 2004]. Согласно С.Г. Самыгину [2018] Челюскинские офиолиты представляют собой фрагменты коры открытого океана, внедренные в аккреционную призму.

Челюскинский офиолитовый пояс протягивается субпараллельно Главному Таймырскому надвигу, который является границей Северо- и Центрально-Таймырских тектонических зон. В полосе длиной около 70 км от верховьев р. Клязьма до побережья бухты Мод известно около десятка выходов линзообразных и однопластинообразное тело горных пород, отнесенных к офиолитам [Залялеев, Беззубцев, 1975; Забияка и др., 1986; Верниковский, 1996; Беззубцев и др. 1986; Качурина и др., 2013; Проскурин и др., 2014]. Наиболее изучена пластина офиолитов шириной 2-3,5 км, обнажающаяся на северо-восточном окончании пояса. Она ограничена разрывами, отделяющими офиолиты от дифференцированных островодужных вулканитов Мод-Кунарской зоны с северо-запада и углеродистых кварц-хлорит-серицитовых сланцев с юго-востока [Верниковский, 1996].

Офиолитовая ассоциация представлена метаперидотитами (первичные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты), метагабброидами, толеитовыми метабазальтами, метадолеритами. Турбидиты (преимущественно углеродистые серицит-

хлорит-кварцевые сланцы) и реже карбонатные породы слагают отдельные тектонические клинья. Все горные породы сильно деформированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Подобное сочетание горных пород, а также их значительная деформированность характерны для образований аккреционных призм [Соколов, 1992].

Ультраосновные породы сильно серпентинизированы и состоят преимущественно из антигорита, хризотила, а также хлорита, актинолита, талька, карбоната и рудных минералов. Реликты оливинов и пироксенов очень редки. В приконтактных зонах разломов широко развиты лиственитизированные разности, в которых преобладают магнезиально-железистые карбонаты, хлорит, тальк и кварц.

Метагабброиды, метадолериты и метабазальты сложены актинолитом, эпидотом, хлоритом, серицитом, карбонатами, рудными минералами, реже кварцем и биотитом. В шлифах встречаются также реликты оливина, клинопироксена и плагиоклаза, замещенного агрегатами альбита, цоизита, эпидота и карбонатов. В зонах разломов они наряду с ультраосновными разностями интенсивно деформированы, перетерты, перекристаллизованы и превращены в бластомилониты.

В составе Челюскинского офиолитового пояса также описаны плагиограниты океанического типа (кунарский комплекс), возраст которых составляет  $740 \pm 38$  млн лет (U-Pb метод по цирконам) и считается верхним возрастным пределом формирования офиолитов. Для этих же плагиогранитов изохронным Rb-Sr методом по валовым пробам получен возраст  $727 \pm 83$  млн. лет, который относится В.А. Верниковским [1996] ко времени деформации и метаморфизма океанических плагиогранитов.

По мнению С.Г. Самыгина [2018] Челюскинские офиолиты располагаются среди островодужного формационного комплекса позднего рифея – раннего венда, представленного вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии. Фундаментом островной дуги служила аккреционная призма, которая сформировалась у края континентального массива перед фронтом надсубдукционного вулканоплутонического пояса, возникшего в интервале 870–820 млн лет. Отметим, что углеродистые серицит-хлорит-кварцевые сланцы и карбонатные породы, тесно ассоциирующие с офиолитами, как раз и представляют собой фрагменты аккреционной призмы.

В.А. Верниковский и др. [2011] выделяют палеостровную дугу Центрального Таймыра, а также разделявший ее и континент задуговой бассейн шириной с учетом ошибки палеомагнитных определений 500-1200 км. Дуга находилась в приэкваториальной зоне, вблизи северной окраины Сибири, и имела субширотное простираие. По их мнению, Челюскинские и Становские островодужные комплексы относятся к фрагментам одной дуги, которые были разобщены в процессе сдвиговых деформаций, согласно Ar-Ar данным 729–681 млн. лет назад.

Офиолитовые пояса Таймыра существенно различаются как по геологическому положению в общей структуре складчатой области, так и по внутреннему строению [Демина, Промыслова, 2021]. Значительные отличия устанавливаются также и в химизме пород. Содержания Ni и Sr в становских метаперидотитах в 2-3 раза выше, чем в челюсинских. Спектры редкоземельных элементов перидотитов Челюскинского пояса слабо дифференцированы и близки к хондритовым, Становского – характеризуются максимумами Nd и Sm, минимумами Eu, как пониженными, так и повышенными относительно хондрита содержаниями тяжелых REE.

Метабазиты Челюскинского пояса относятся к низкокалиевому ( $K_2O=0,0-0,35\%$ ), Становского – среднекалиевому ( $K_2O=0,54-1,26\%$ ) типам. В Становских метабазальтах

относительно челюскинских также повышены содержания Rb, Ba и Th, отчетливо проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия. Метагаббро и метабазальты Челюскинских офиолитов по составу REE и других микроэлементов очень близки к N-MORB. Только для части пород характерна слабая отрицательная аномалия Nb, которая также может отсутствовать или даже быть положительной. Возможно, что в пределах Челюскинского пояса присутствуют офиолиты, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках: в зоне спрединга открытого океана и над зоной субдукции перед фронтом вулканической островной дуги.

Хорошо известно, что офиолиты складчатых областей имеют разную геодинамическую природу и образуются не только в спрединговых зонах океанов и задуговых бассейнов, но также над зонами субдукции со стороны открытого океана перед будущей островной дугой до стадии ее формирования [Пирс и др., 1987; Абакумова и др., 1994]. В этом случае они приобретают черты химизма офиолитов НЗС, но не столь отчетливые, как у формирующихся в спрединговых зонах задуговых бассейнов. В их составе, помимо дунитов и гарцбургитов, характерных для задуговых бассейнов, присутствуют также лерцолиты и пироксениты. Впоследствии в процессе субдукции они либо входят в состав аккреционной призмы, либо образуют фундамент островной дуги. С некоторой долей осторожности можно предположить, что часть офиолитов в составе Челюскинского пояса могла образоваться именно в подобных геодинамических условиях. Анализ химизма большинства пород офиолитовой ассоциации Челюскинского пояса указывает на их формирование в зоне спрединга открытого океана.

Особенности геологического строения, ограниченность разрывными нарушениями офиолитов Челюскинского пояса, морфология серпентинитовых тел, наличие фрагментов вмещающих толщ (турбидиты и карбонатные породы) в пластинообразных телах офиолитов, высокая деформированность пород, широкое развитие вторичных изменений контактовых зон и др. вполне соответствуют признакам интродукции, описанным в работе [Семейкин, 2017], а не традиционной обдукции офиолитов.

Для исследования возможности интродукции океанической коры нами проведено численное двумерное моделирование с использованием оригинального кода I2VIS для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанного Т.В. Герей с коллегами [Gerya, Yuen, 2003]. Ранее нами применялся этот подход для объяснения соотношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра [Демина и др., 2018].

В настоящей работе проведено моделирование процесса конвергенции (субдукции – коллизии) с заданной скоростью 5 см/год, мощность континентальной литосферы 140 км и с потенциальной температурой мантии, превышающей современную на 150 °С, что соответствует условиям протерозоя [Herzberg, et al., 2007].

Результаты численного моделирования [Демина и др., 2021; 2022; Захаров и др., 2022] позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского орогена. В ходе субдукции океанической коры под континентальную на активной окраине континента формируется аккреционная призма. На финальных этапах субдукции происходит срыв части погружающейся океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму. В ходе конвергенции фрагменты океанической коры подвергаются деформации, фрагментации, и затем входят во фронтальную зону формирующегося аккреционного комплекса.

Ассоциация Челюскинских офиолитов с метаморфизованными флишоидными образованиями аккреционного комплекса, а также их геохимические особенности

соответствуют результатам численного моделирования механизма поступления офиолитов в земную кору Таймырского орогена.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Абакумова Л.Н., Березнер О.С., Гусев Г.С. и др.* Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 254 с.

*Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др.* Геологическая карта Горного Таймыра М-б 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

*Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

*Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 113–129.

*Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.

*Демина Л.И., Захаров В.С., Промылова М.Ю. и др.* Соотношение коллизионного и трапшового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

*Демина Л.И., Захаров В.С., Промылова М.Ю.* Становские офиолиты Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра: обдукция или интродукция? // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы III Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2020. Т. I. С. 205–208.

*Демина Л.И., Захаров В.С., Промылова М.Ю.* К проблеме геодинамических обстановок формирования офиолитов Северо-Восточного Таймыра // Инновации в геологии, геофизике и географии-2021. Мат-лы 6-ой Международной научно-практической конференции. М.: Перо. 2021. С. 8–83.

*Демина Л.И., Захаров В.С., Промылова М.Ю.* Внедрение Становских офиолитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра по геологическим данным и результатам численного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2022. № 1. С. 24–34.

*Демина Л.И., Промылова М.Ю.* Особенности строения и состава офиолитовых поясов Таймыра // Современные проблемы динамической геологии. М.: Перо. 2021. С. 61–66.

*Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др.* Геологическое строение и тектоническое развитие северо-восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

*Залялеев Г.Ш., Беззубцев В.В.* О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132–133.

*Захаров В.С., Демина Л.И., Промылова М.Ю.* Возможные механизмы внедрения офиолитов в земную кору Таймырского орогена: геологические данные и результаты численного моделирования // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии:

фундаментальные проблемы-2022. Мат-лы ЛIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2022. Т. 1. С. 176–180.

*Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Т - 45-48 (м. Челюскин). СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

*Пирс Дж. А., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987. С. 134–165.

*Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.

*Самыгин С.Г.* Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 5–19.

*Семейкин И.Н.* Структурные позиции офиолитов в земной коре и признаки их поступления // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 3. С. 61–69.

*Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

*Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. V. 140. P. 293–318.

*Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al.* Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from 305 basalts, picrites, and komatiites // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2007. V. 8. 34 p.

*Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L. et al.* Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia // Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 233–247.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

### МОДЕЛЬ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

*Агibalов А.О.<sup>1,2</sup>, Алешин И.М.<sup>2</sup>, Зайцев В.А.<sup>1</sup>, Сенцов А.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

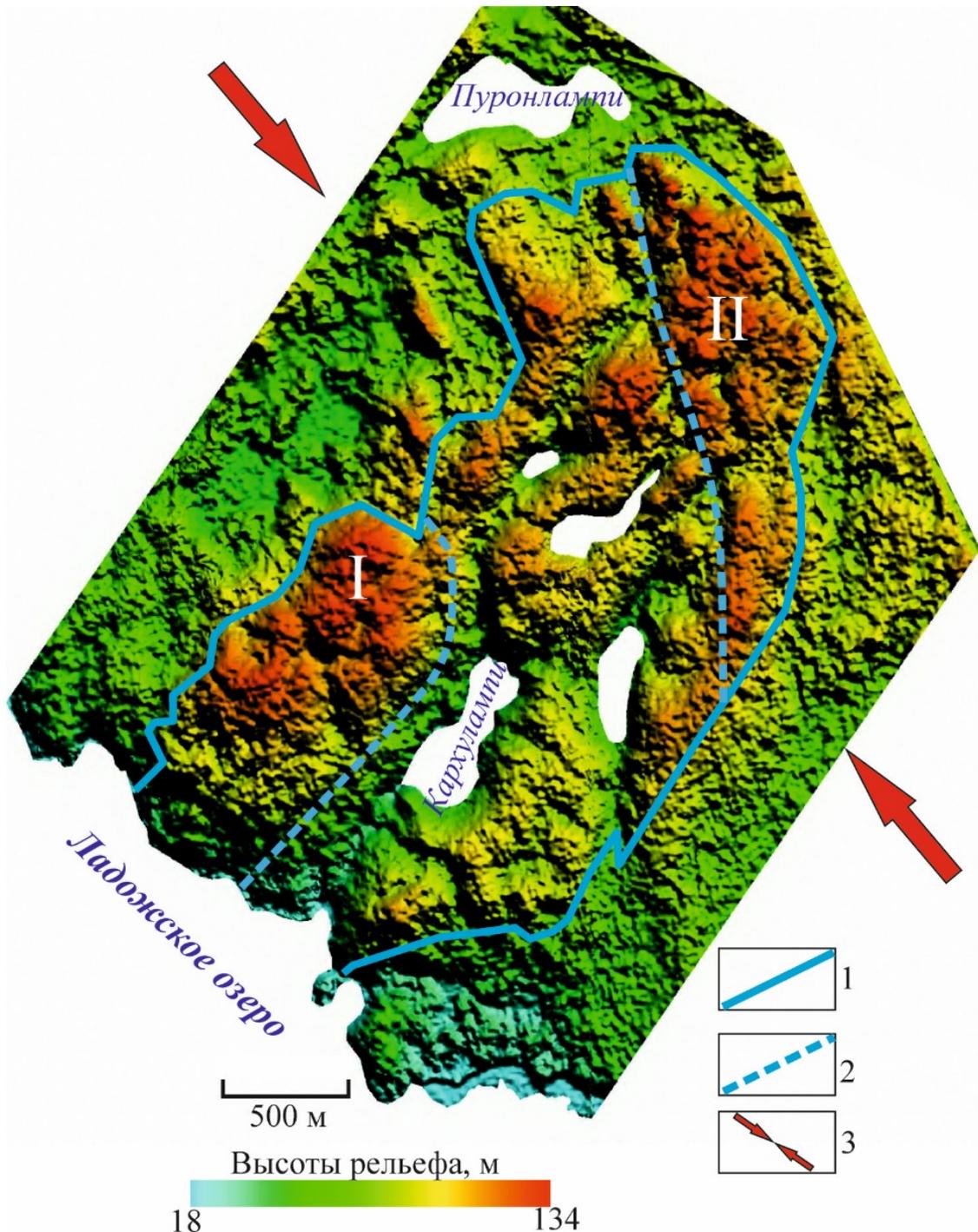
*e-mail: [agibalo@yandex.ru](mailto:agibalo@yandex.ru)*

Дифференцированный клинопироксенит-габбродиоритовый массив Вялимяки (1.88–1.90 млрд. лет) расположен в Питкярантском муниципальном округе Республики Карелия, южнее дер. Керисюръя. Этот массив детально изучен в геолого-геологическом отношении и отличается достаточно контрастным рельефом [Алексеев, 2008], поэтому он был выбран в качестве объекта исследования, на примере которого нами показан возможный вариант решения проблемы оценки значимости неотектонических процессов как фактора рельефообразования разных участков Северного Приладожья. Несмотря на большое количество публикаций, посвященных геоморфологии этого региона, существуют разные подходы к пониманию роли неотектонических движений: одни исследователи отмечают их ведущую роль в формировании рельефа, другие считают экзогенные процессы (прежде всего, деятельность ледника) доминирующими.

По нашему мнению, компьютерное геодинамическое моделирование способствует решению этого дискуссионного вопроса: оно позволяет оценить относительные амплитуды перемещения по активным разломам в заданном поле напряжений и сопоставить их с высотами рельефа. В качестве исходных данных для построения модели послужили границы неоднородностей геосреды — контуры массива и двух поднятий, выделенных по рельефу (*рис. 1*), высотные отметки и ориентировки главных нормальных осей напряжений. В целом большая часть Северного Приладожья на новейшем этапе развивается в обстановке северо-западного сжатия [Агibalов, 2019], азимут простирания оси которого для данного участка (320°) выбран по доминирующей ориентировке линий вытянутости (*рис. 2*), построенных путем автоматизированного дешифрирования цифровой модели ArcticDEM в программе LESSA [Златопольский, 2011]. Методика компьютерного моделирования описана в диссертации [Сенцов, 2022]. Его основной результат заключается в том, что коэффициент корреляции Пирсона между относительными амплитудами перемещения по границам неоднородностей геосреды и высотами рельефа составляет 0.67 (N=50078) (*рис. 3*). Установленная заметная корреляция в определенном приближении показывает, насколько предложенная нами геодинамическая модель объясняет рельеф интрузива.

Таким образом, разработана модель новейшей геодинамики массива Вялимяки, предполагающая, что он развивается как растущее поднятие северо-восточного направления в обстановке сжатия, ось которого ориентирована по азимуту 320°. При этом в пределах массива растут 2 локальных поднятия — северо-восточного (*I на рис. 1*) и субмеридионального (*II на рис. 1*) простираний. Этот процесс возможен в заданном поле напряжений, поскольку первое поднятие ориентировано ортогонально оси

максимального сжатия, а второе — под острым углом к ней. Судя по результатам компьютерного моделирования, воздымание 3-х упомянутых положительных морфоструктур объясняет основные черты рельефа массива.



**Рис. 1.** Схема проведения компьютерного моделирования новейшей геодинамики массива Вялимяки: 1 – границы массива, по [Алексеев, 2008]; 2 – контуры локальных новейших поднятий (обозначены римскими цифрами); 3 – ориентировка сжимающих напряжений

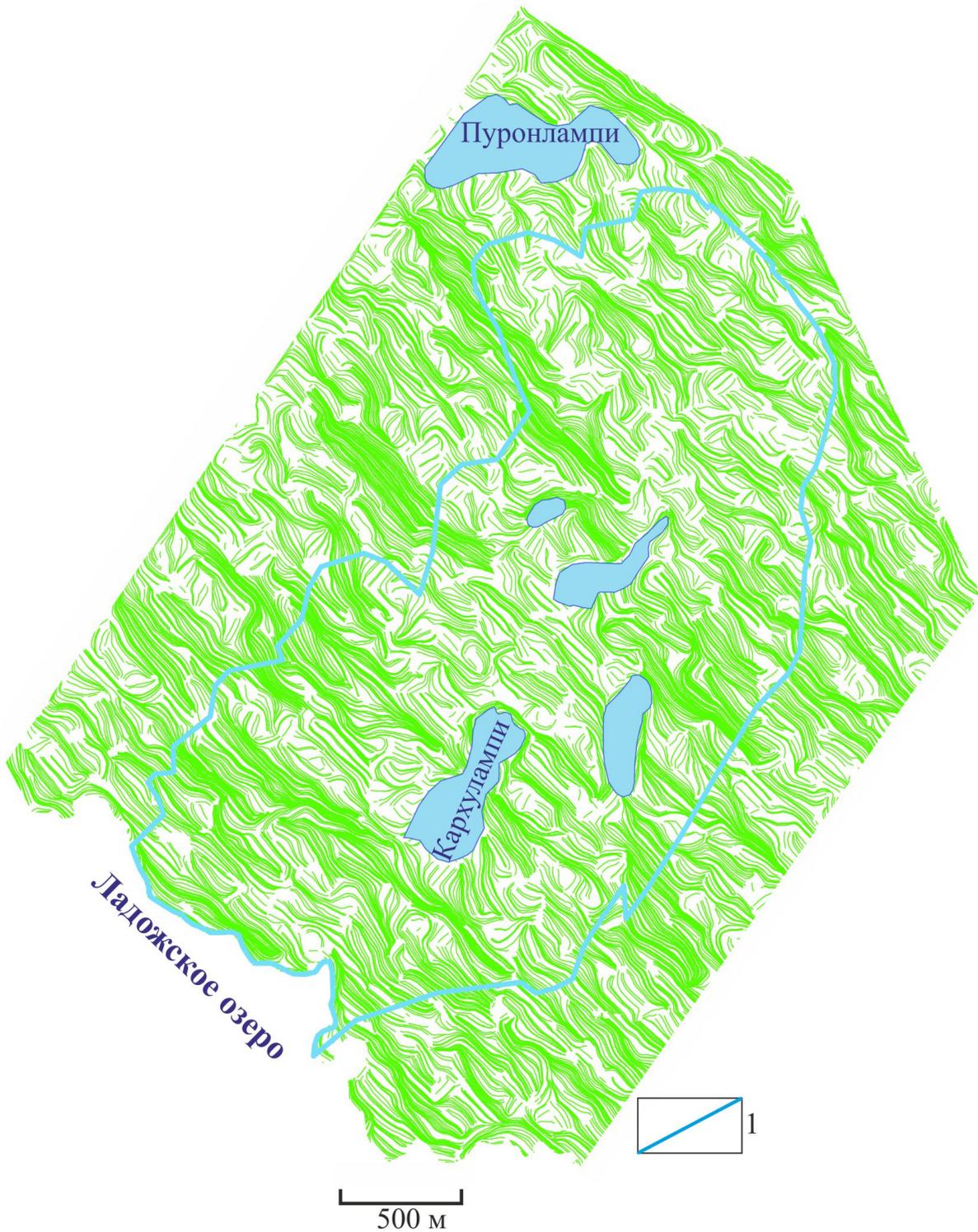


Рис. 2. Линии вытянутости района массива Вялимяки: 1 – контуры массива Вялимяки, по [Алексеев, 2008]

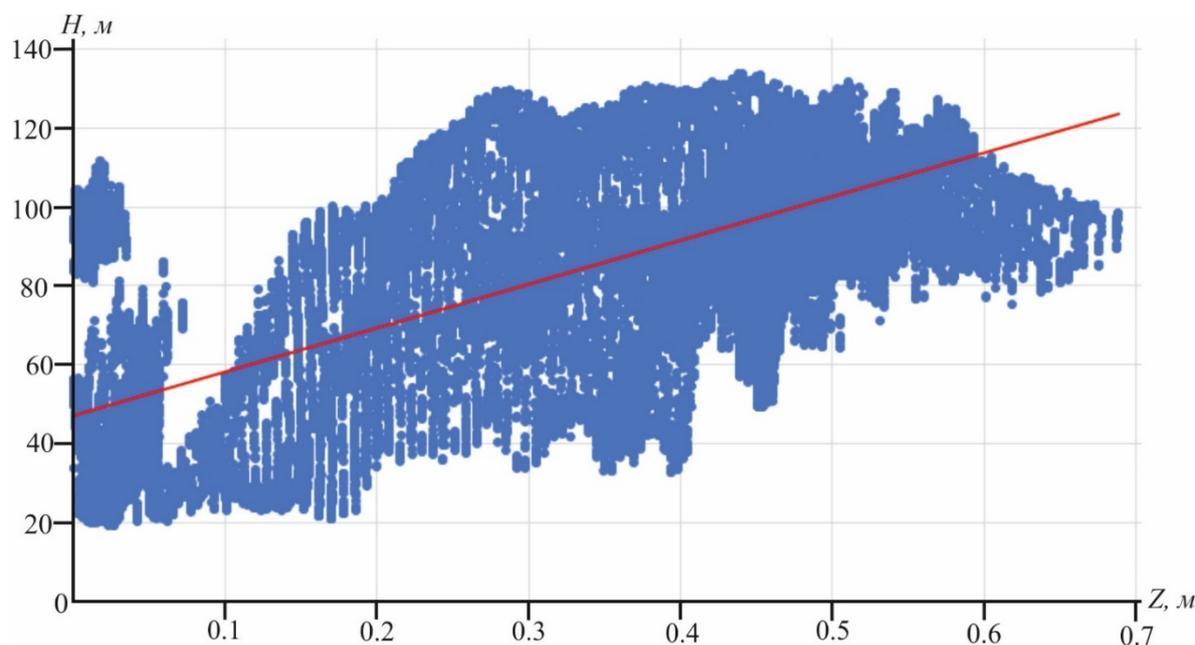


Рис. 3. Диаграмма рассеяния, составленная для высот рельефа ( $H$ ) и относительных амплитуд вертикальных перемещений по границам неоднородностей геосреды ( $Z$ )

*Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).*

#### ЛИТЕРАТУРА

Агibalов А.О. Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита). Дис. ... канд. геол.–мин. н. М., 2019. 218 с.

Алексеев И.А. Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). Дис. ... канд. геол.–мин. н. СПб., 2008. 184 с.

Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38–46.

Сенцов А.А. Сейсмотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы. Дис. ... канд. геол.–мин. н. М., 2022. 116 с.

## EVOLUTION OF LATERAL TECTONOPHYSICAL STRESSES IN THE SPHERICAL SHELL CONVECTION WITH AN IMMOBILE SUPERCONTINENT

*A. Baranov<sup>1</sup>, A. Bobrov<sup>1</sup>, R. Tenzer<sup>2</sup>, A. Chuvaev<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup> *Department of Land Surveying and Geo-Informatics, Hong Kong Polytechnic University, Hong Kong, China*

<sup>3</sup> *Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: [aabaranov@gmail.com](mailto:aabaranov@gmail.com)*

### Abstract

We investigate the evolution of horizontal stress field after implementing a supercontinent into spherical mantle model with phase transitions, the temperature- and pressure-dependent rheology, while assuming that the mantle is heated from the base and from within. Before implementation of the supercontinent, the overlithostatic horizontal stresses in the main part of the upper mantle are in the range of  $\pm 15$  MPa, while the horizontal stresses along subduction zones and around mantle plumes are significantly larger ( $\pm 25$  MPa and more). The supercontinent covered one third of the Earth's surface and it is modeled as an undeformable, highly viscous immobile lid with respect to the ambient mantle and it is abruptly imposed on well-developed mantle convection. The area of supercontinent is limited by a spherical angle ( $\theta \leq 66.4^\circ$ ). After implementation, the mantle flow is rearranged and a group of upwelling mantle plumes is formed under the supercontinent and their hot heads increase in size due to the heat-insulating effect of the supercontinent, while quasi-linear subduction zones increase in the oceanic regions. As a result, the average temperature of the area under the supercontinent rises over time and becomes higher than the average temperature of the suboceanic area, where cold descending mantle flows intensify. At the depth of (300 ÷ 400) km under the supercontinent the temperature rises on average by 60 K. Formed under the supercontinent, mantle plumes dramatically change the stress pattern in the supercontinental area producing tensional stresses in the supercontinent and overlithostatic compressive horizontal stresses in the subcontinent mantle. Tensile overlithostatic horizontal stresses inside the supercontinent are about (25 ÷ 50) MPa, whereas beneath the supercontinent the overlithostatic compressive horizontal stresses in the subcontinent mantle of about (20 ÷ 60) MPa are detected. Only for the model with weak zone around the supercontinent stresses can reach 100 MPa.

**Keywords:** supercontinent, spherical mantle convection, mantle plumes, thermal insulating, horizontal stresses.

### Introduction

The influence of supercontinents on 3D mantle convection has been numerically studied, for instance, by Yoshida [2019], Lobkovsky and Kotelkin [2015], Zhang et al. [2018], Mao et al. [2019] and others. These studies revealed that, due to the influence of the supercontinent, the mantle flow is rearranged and a group of mantle plumes appears under the supercontinent after some time. Nevertheless, the stresses in the mantle and supercontinent are still poorly understood. In most of studies on a super-continent cycle, the stress fields have not

been investigated. At the same time, the stresses in the supercontinent show what state it is in - whether the breakup or the supercontinent will remain stable for some time.

The study of stresses during the supercontinent cycle was carried out mainly for 2-D or spherical annulus models. Tensional stresses in the supercontinent change in a rather wide range from 30 MPa [Yoshida, 2010] to about 100 MPa [Yoshida, 2019] or even 200 MPa [Bobrov and Baranov, 2019; Bobrov et al., 2022]. For spherical models, the stresses were calculated, for example [Yoshida, 2010; Huang et al., 2019; Yoshida, 2019]. The magnitude of critical stresses required for a supercontinent to disintegrate depends on the model and rheology of the mantle as well as how the supercontinent is constructed.

In our calculations, the immobile supercontinent is modeled as an undeformable area with a high viscosity. The supercontinent is implemented instantaneously on a well-developed mantle convection pattern. The results of numerical modeling make it possible to identify some specific features for the fields that arise under the influence of the supercontinent. To identify areas of relative stretching and compression, we count the stresses from the average value over the volume of the mantle.

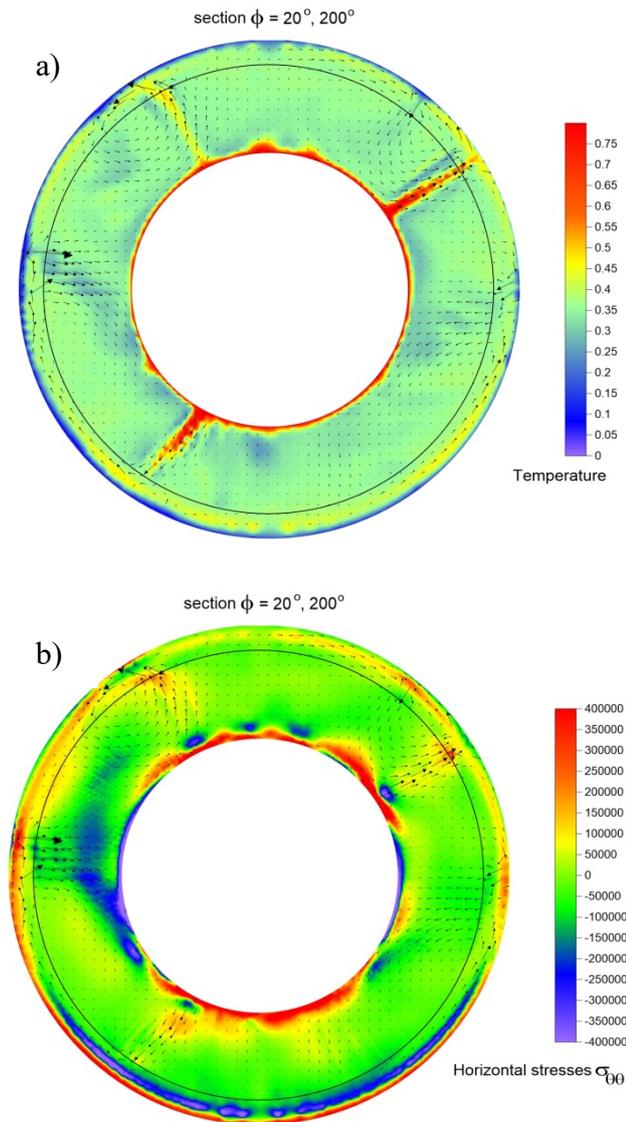
### Results

We calculated the mantle convection over the period of approximately 160 Ma. The mantle flows, temperature, viscosity, and the distribution of lateral stresses  $\sigma_{\theta\theta}$  are presented on *Figs. 1, 2, and 3*. *Fig. 1* shows calculated fields of the dimensionless temperature and the lateral stresses  $\sigma_{\theta\theta}$  in the spherical section along the longitude of  $\phi = 20^\circ$  and  $200^\circ$  at 160 Ma stage. *Figures 2* shows the calculated fields of temperature and lateral stresses for the same epoch times at depths of 100 and 300 km in the Mollweide (Babinet) projection.

After the supercontinent implementation, the thermal-blanket effect of the supercontinent begins to influence on the mantle convection pattern. Due to a high viscosity, the velocities in the supercontinent become small and convective transport in the supercontinent stops. Only conductive heat transfer in the supercontinent takes place. As a result, the supercontinent becomes a region of low temperatures compared to the convecting mantle at the same depth, as seen in *Fig. 2a* for the depth of 100 km. At the lower boundary of the continental lithosphere at a depth of 200 km, the temperatures in the subcontinental mantle and in the continental lithosphere become equal. Below the supercontinent, positive temperature anomalies are formed due to a thermal insulation. Our numerical modeling revealed that over time, the hot mantle plumes tend to concentrate under the supercontinent, as seen in *Fig. 2c*. for the depth of 300 km. In addition, their upper part increases because it cannot effectively shed heat through a lower boundary of the supercontinent. As a result, the average temperature in the area under the supercontinent rises over time and becomes higher than the average temperature of the sub-oceanic area, where cold descending mantle currents intensify. Thus, at the depth of 100 km, the temperature in the supercontinent is lower by an average of 250 K (compared to the surrounding mantle) (see *Fig. 2a*), while at the depth of (300 ÷ 400) km under the supercontinent the temperature of the subcontinental mantle is higher on average by 60 K (*Fig. 2c*).

The phenomenon of a partial concentration of mantle plumes under the supercontinent is already clearly manifested at  $t=160$  Ma after the supercontinent implementation (*Fig. 2c*), while in the oceanic region opposite to the supercontinent, descending mantle flows (slabs) are more pronounced. However, mantle plumes continue to exist in the oceanic region, participating near the surface in the formation of convection cell structures surrounded by subduction zones (*Fig. 2a*). Annular sections of the mantle show similar features of the temperature distribution over depth in sections of  $\phi = 20^\circ$  and  $200^\circ$  (*Fig. 1a*). A subduction girdle is also formed around the supercontinent. The extent of such

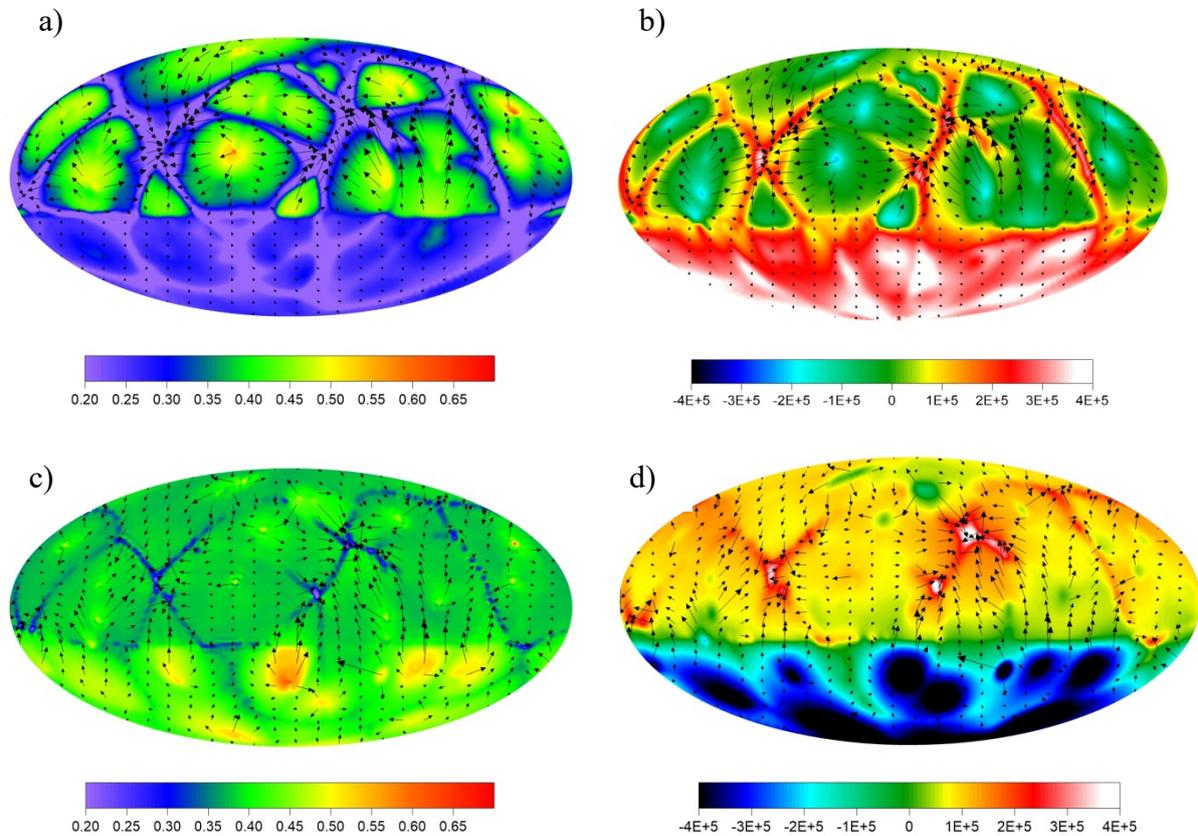
subduction zones is approximately more than half of its continental-oceanic boundary e.g. (Fig. 2a).



**Fig. 1.** The base mantle model, the continent thickness is 200 km, and the stage  $t = 160$  Ma. From top to bottom: (a) section  $\phi = 20^\circ$  and  $200^\circ$  the spatial distribution of the dimensionless temperature, the flow velocities are shown by the black arrows; and (b) section  $\phi = 20^\circ$  and  $200^\circ$  the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$  with flow velocities.

After the implementation of a supercontinent, the  $\sigma_{\theta\theta}$  stresses in the mantle areas where there are no strong current velocity gradients (the main part of the mantle) are in the range of about  $\pm 120000$  in non-dimensional form ( $\pm 15$  MPa in dimensional form). Slabs and plumes differ in the  $\sigma_{\theta\theta}$  stress field from the surrounding mantle regions by approximately  $\pm 200000$  ( $\pm 25$  MPa). The area where the slab neck is torn off near the surface of the upper mantle shows tensile  $\sigma_{\theta\theta}$  up to 400000 (50 MPa). The strongest stresses are detected in the lowermost mantle.

This might be explained by a vertical temperature gradient being stronger than at the outer surface due to the difference in the areas of these surfaces in the considered spherical problem.

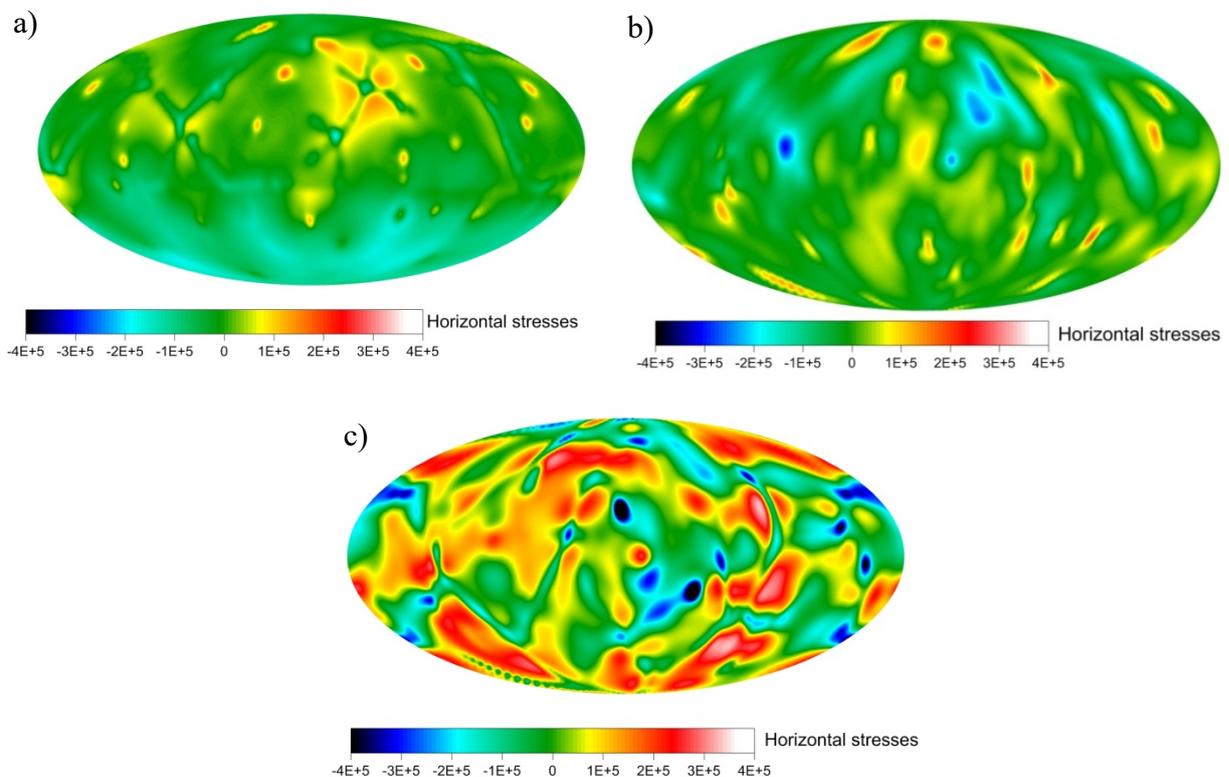


**Fig. 2.** The base mantle model, the continent thickness is 200 km, and the stage  $t=160$  Ma. (a) section on depth of 100 km, the spatial distribution of the dimensionless temperature, the flow velocities are shown by the black arrows; (b) section on depth of 100 km, the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$ ; (c) section on depth of 300 km, the spatial distribution of the dimensionless temperature, the flow velocities are shown by the black arrows; and (d) section on depth of 300 km, the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$ .

After the implementation of a supercontinent in our model, stress fields in the spherical segment of supercontinent begin to change. The concentration of hot mantle plumes under the supercontinent that forms as described above, significantly changes the stress pattern under and within the supercontinent. The horizontal tensional (over-lithostatic) stresses  $\sigma_{\theta\theta}$  are formed in the supercontinental area ( $t=160$  Ma, Fig. 2b). The supercontinent is characterized by horizontal over-lithostatic tensional stresses  $\sigma_{\theta\theta}$  in the range from 200000 to 400000 (25 ÷ 50 MPa,  $t=160$  Ma, Fig. 2., red and orange colors). In contrary, after the rearranging of mantle flows under the supercontinent, these mantle plumes produce horizontal over-lithostatic compressive stresses  $\sigma_{\theta\theta}$  in the range from 160000 to 480000 (20 ÷ 60 MPa, stages  $t=160$  Ma, Fig. 2d, blue colors).

As the results of the  $\sigma_{\theta\theta}$  fields show, the location of the heads of ascending mantle flows under the supercontinent is quite clearly exhibited. In the lithosphere of the supercontinent, this location is also pronounced, but somewhat less; rather, there is general stretching of the supercontinent, with some variations across its regions. We also traced the changes in the  $\sigma_{\theta\theta}$  field depending on depth, for depths of 500, 1500, and 2550 km (Fig. 3a-c). The result shows

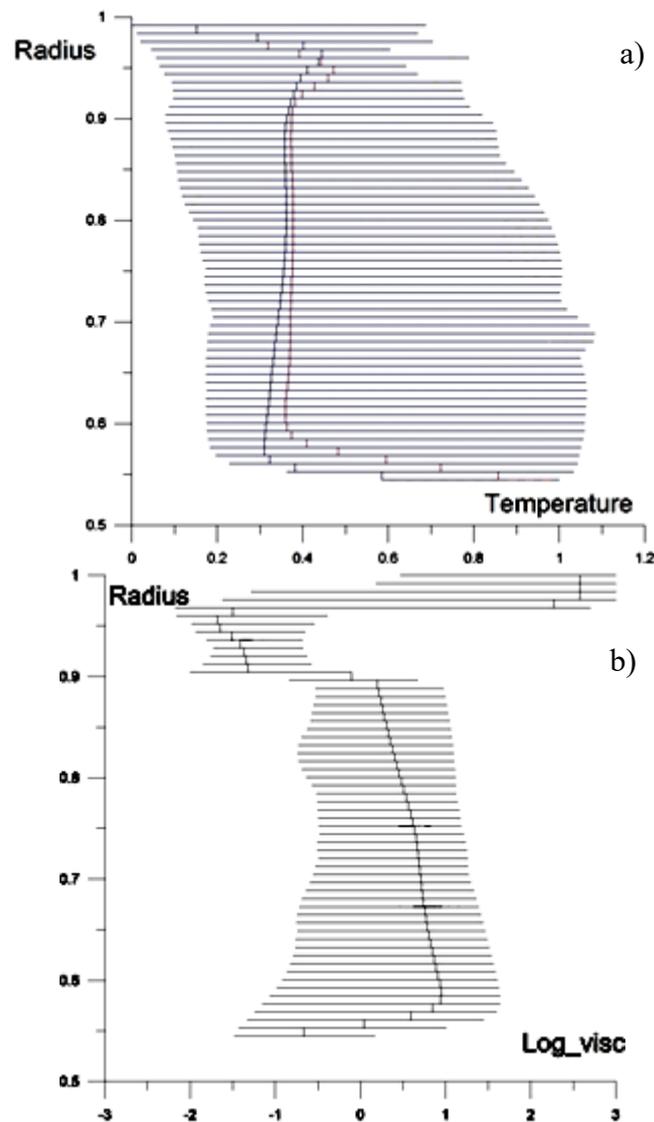
that at a depth of 500 km, the difference between the sub-supercontinental region (which is generally in a state of compression, blue tones) and the suboceanic region is pronounced, but significantly less than at a depth of 300 km, as discussed earlier. At a depth of 1500 km, the difference between the sub-supercontinental and suboceanic regions is manifested in the fact that all downwelling flows are located in the suboceanic region. At this depth, lateral linear structures tend to disappear, and the most intense mantle flows are subvertical and have relatively small diameter. Accordingly, the stress fields also change. As seen in *Fig. 3*, the stress values almost everywhere at depths of 500 km and 1500 km are much smaller than in the boundary layers of the mantle. Moreover, stresses also drop in submerging linear structures. At a depth of 2550 km, when the currents interact with the lower boundary of the mantle, the stresses increase substantially (*Fig. 3c*). The appearance of quasi-linear structures is again observed, however, now these are not cold descending, but hot ascending mantle flows. At this depth, both in the temperature field and in the stress field, the influence of the supercontinent is not obvious.



**Fig. 3.** The base mantle model, the continent thickness is 200 km, and the stage  $t = 160$  Ma. (a) section on depth of 500 km, the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$ ; (b) section on depth of 1500 km, the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$ ; and (c) section on depth of 2550 km, the field of the dimensionless normal horizontal stress  $\sigma_{\theta\theta}$ ;

*Figures 4* shows the vertical distribution of the dimensionless temperature averaged laterally (that is, at a fixed current value of the radius) over the entire computational area (black line), the stage  $t = 160$  Ma after the supercontinent implementation. The horizontal bars display the temperature deviation range in the nodes from the mean value. A similar averaged temperature curve is also shown for the subcontinental area only (red line). The temperature increase below a supercontinent is clearly seen within the upper mantle. The temperature difference, however, also takes place (to a lesser extent) throughout the lower mantle, as well

as in the boundary layers. In the lower boundary layer, the differences in average temperatures are pronounced. Under the supercontinent, the temperature increases up to 120 K. We conclude that the reason for this is the concentration of roots of ascending plumes under the continental region.



*Fig. 4. The mantle model, the stage  $t = 160$  Ma. The laterally averaged depth distribution of dimensionless temperature (a) and viscosity (b) respectively.*

### Summary and concluding remarks

Using the spherical model of mantle convection with the pressure- and temperature-dependent rheology, we computed the normal horizontal stresses  $\sigma_{\phi\phi}$  and their temporal changes within the supercontinent and the underlying mantle. For the spherical mantle models, a successive concentration of head parts of upwellings under the supercontinent and their increasing in size, together with the intensification of slabs in the oceanic hemisphere, was shown. At the same time, the average temperature under the supercontinent rises on average by 60 K, whereas under the base of the lithosphere increase in temperature can reach up to 120 K.

In the D'' layer the temperature under the supercontinent is also increased up to 120 K due to mantle plumes roots.

After the implementation of the immobile supercontinent, the area of supercontinent is limited by a spherical angle ( $\theta \leq 66.4^\circ$ ) of the spherical polar grid, a change of sign in horizontal stresses when moving from the region of the supercontinent to the underlying mantle is formed. The same effect is shown for the oceanic lithosphere on the lithosphere-asthenosphere boundary. Our calculations show that the overlithostatic horizontal stresses in the upper mantle are in the range of about  $\pm 15$  MPa, while along subduction zones and around mantle plumes these stresses are about  $\pm 25$  MPa and more. The lowermost part of the lower mantle as an area of high viscosity in the presence of a significant vertical temperature gradient, exhibits the maximum stresses (up to 70 MPa).

In the supercontinent, the horizontal stresses are more moderate. For a given rheology in our models, the tensile stresses reach a maximum value of about 20-50 MPa. Only for model with weak zone around the supercontinent tensile stresses can reach 100 MPa due to powerful subduction girdle at its edges. A tensional regime prevailing in the supercontinent may provide the penetration of mantle plumes into the supercontinent, followed by a decrease in the strength of this area and the supercontinent breakup. In the subcontinent mantle the overlithostatic compressive horizontal stresses are the same in the absolute value (25-50 MPa) except the model with weak zone where stresses are approximately twice higher.

#### FUNDING

*The work was carried out partly within the framework of the state assignment of Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences No. FMWU-2022-0002 and partly within the framework of the state assignment of the Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of the Russian Academy of Sciences No. AAAA-A19-119011490131-3.*

#### REFERENCES

- Bobrov A., Baranov A., Tenzer R.* Evolution of stress fields during the supercontinent cycle // *Geodesy and Geodynamics*. 2022. No. 13. P. 363–375.
- Bobrov A.M., Baranov A.A.* Thermochemical mantle convection with drifting deformable continents: Main features of supercontinent cycle // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. No. 176(8). P. 3545–3565.
- Huang C., Zhang N., Li Z.X.* et al. Modeling the inception of supercontinent breakup: stress state and the importance of orogens // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. № 20(11). P. 4830–4848.
- Lobkovsky L., Kotelkin V.* The history of supercontinents and oceans from the standpoint of thermochemical mantle convection // *Precambrian Res.* 2015. No. 259. P. 262–277.
- Mao Y., Zhong J. Zhang J.* The dynamics of an insulating plate over a thermally convecting fluid and its implication for continent movement over convective mantle // *Journal of Fluid Mechanics*. 2019. No. 868. P. 286–315.
- Yoshida M.* On mantle drag force for the formation of a next supercontinent as estimated from a numerical simulation model of global mantle convection // *Terra Nova*. 2019. No. 31. P. 135–149.
- Yoshida M.* Temporal evolution of stress state in a supercontinent during mantle reorganization // *Geophys. J. Int.* 2010. No. 180 (1). P. 1-22.
- Zhang N., Dang Z., Huang C.* et al. The dominant driving force for supercontinent breakup: Plume push or subduction retreat? // *Geos. Front.* 2018. No. 9(4). P. 997–1007.

## ЕДИНАЯ КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТониКИ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА БАЗЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ МЕТОДОМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Кошевой Н.Г.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: [avgor70@mail.ru](mailto:avgor70@mail.ru)*

Исследование глубинного строения в контактных зонах литосферных блоков в сопоставлении с сейсмичностью и регистрируемыми современными движениями имеет важнейшее значение для правильного понимания геодинамических процессов.

Кавказская коллизионная зона характеризуется высокой геодинамической и тектонической активностью и сейсмичностью. Основная часть Кавказского горно-складчатого сооружения в новейшее время демонстрирует блоковые движения с масштабными вертикальными и горизонтальными перемещениями и образованием линейных хребтов и тектонических депрессий, вытянутых вдоль простирания основных тектонических зон Кавказа. Северный склон Большого Кавказа имеет вид пологой моноклинали, испытывающей плавное погружение в северном направлении. С севера он ограничивается вытянутой зоной глубинных разломов, наиболее ярко выраженных вдоль северо–западного (Ахтырский) и юго–восточного (Владикавказский) его окончаний [Милановский, 1968].

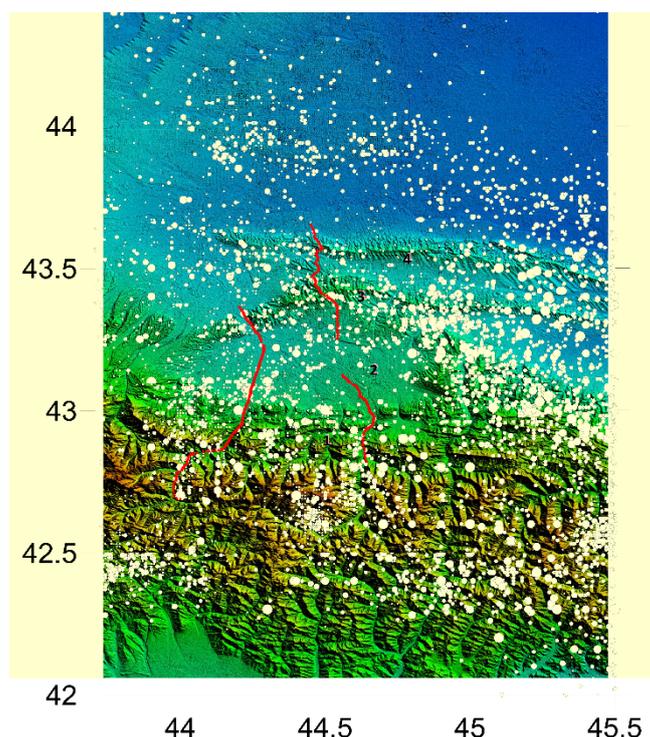
Формирование тектонической структуры Кавказа связано в первую очередь с напряжениями субгоризонтального сжатия, ориентированными в общем вкрест простирания [Сим, 2022]. Изучение механизмов очагов землетрясений региона свидетельствует о том, что и на современном этапе развития такие напряжения играют определяющую роль.

Изучение четвертичных террас и отложений северной моноклинали Кавказа и Осетинской впадины показало, что западная и восточная окраины Осетинской впадины (и прилегающие к ней части моноклинали) испытывают в антропогене относительное поднятие, а в центральной части продолжается опускание [Милановский, 1968].

В ходе исследований 2007-2009 г., проведенных сотрудниками сеймотектонического отряда ИФЗ РАН в зоне Владикавказского разлома, его южная ветвь была прослежена на запад до р. Ардон, где в четвертичном аллювии правого борта долины реки изучен современный полого падающий на север (под углом 35–40°) разрыв надвиго-сдвиговой кинематики. Севернее были выделены еще 2 ветви разлома, а общая ширина разломной зоны составила 5-7 км. Можно полагать, что в прошлом все ветви Владикавказской разломной зоны испытывали импульсные обновления, причиной которых, скорее всего, были землетрясения. Амплитуды одноактных (вероятно, сеймотектонических) вертикальных смещений по ним не превышают 40 см. Оценка магнитуд породивших их событий составляет 6.5–6.7 [Овсюченко, 2011].

Интересная морфологическая особенность заключается в том, что вдоль северного фронта Кавказа общее падение мезо-кайнозойских толщ к северу осложняется несколькими запрокинутыми к югу антиклинальными складками, крылья которых срезаются системой довольно пологих надвигов с общим смещением масс к югу, т. е. от краевого прогиба в сторону поднятия Большого Кавказа, придающими всей структуре чешуйчатый характер.

Таким образом в исследуемом регионе наблюдается результат деятельности сложнопостроенного тектонического процесса, проявляющегося при формировании Большого Кавказа, Осетинской впадины и Сунженский хребта. Этот процесс распространяется не только на область Большого Кавказа, но и на область его сочленения со Скифской плитой, на что указывает распределение эпицентров землетрясений (рис. 1, 2). С целью представления этого процесса в рамках единой кинематической модели мы поставили перед собой задачу связать эти структуры едиными глубинными геофизическими разрезами, по возможности полностью пересекающими исследуемую территорию (рис. 3, 4).



*Рис. 1. Схема региона. 1-Северный фланг Большого Кавказа. 2- Осетинская впадина. Сунженский (3) и Терский (4) хребты. Региональная сейсмичность (желтые кружки). Положение профилей ММЗ (красные линии). Профиль на западе- «Ардонский». Разорванный профиль на востоке- «Терский»*

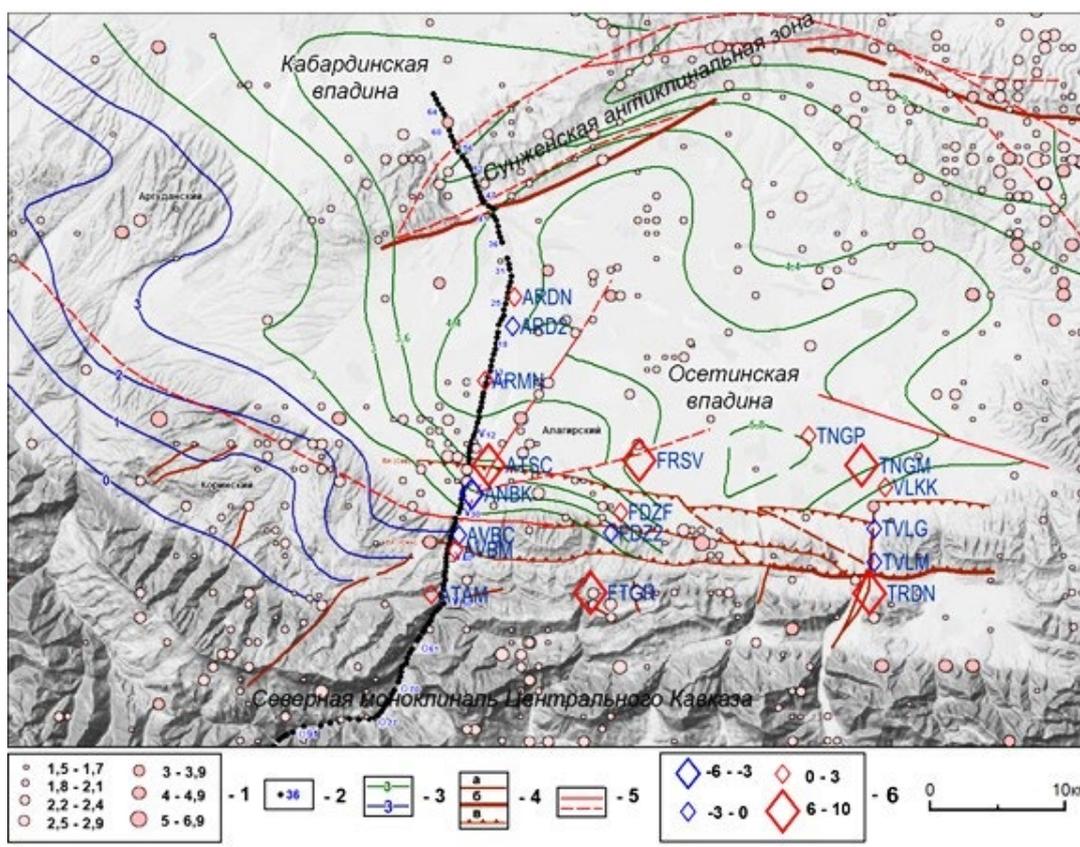
Ранее здесь уже проводились сейсморазведочные работы с использованием методов ГСЗ и МОВ ОГТ [Краснопевцева, 1970; Летавин и др., 1975; Коновалов, 1987]. Несмотря на значительный объем работ и обширное покрытие территории исследования, МОВ ОГТ не позволило получить надежную информацию о строении глубже, чем 4-5 км, а ГСЗ не дало достаточного латерального разрешения выделяемых структур.

В этой связи нами была поставлена задача связать северный фланг Большого Кавказа, Осетинскую впадину и Сунженский хребет альтернативным методом сейсморазведки – микросейсмическим зондированием вдоль двух профилей (рис. 1).

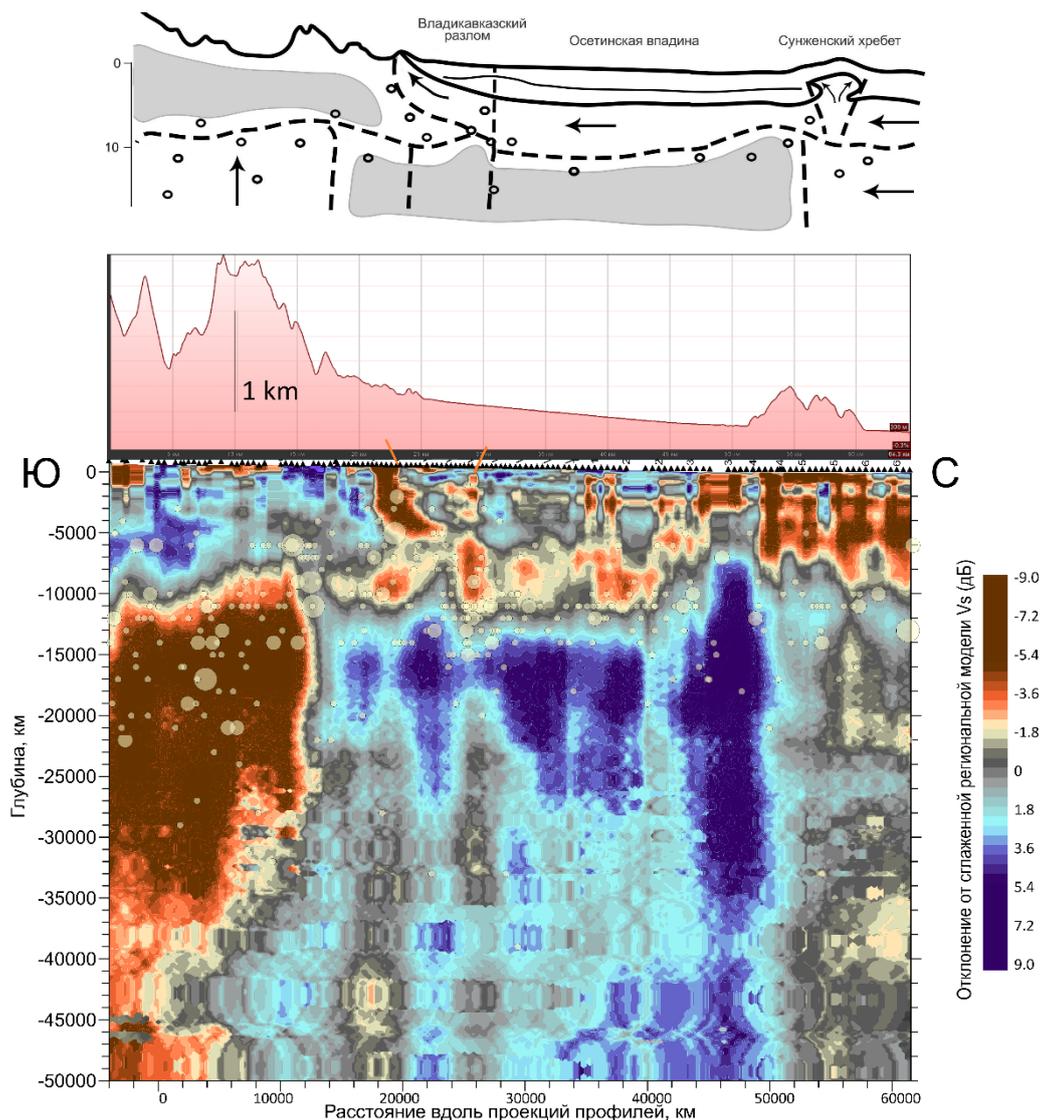
Были получены соответствующие разрезы. На южном краю обоих разрезов на глубинах 10-40 км хорошо читается низкоскоростная область (рис. 3, 4), которая видимо имеет тенденцию к всплыванию. Признаком этого является высокая латеральная корреляция между наиболее поднятой частью горного рельефа (имеющая также отражение в морфологии и возрастах пород) и положением низкоскоростной области.

Одновременно с разрезами интересно рассмотреть современные вертикальные движения [Миронов и др., 2021]. Значения вертикальных скоростей смещений представлены на *рисунке 2* в виде цветных ромбов. Размер ромба отражает абсолютное значение скорости смещения, а цвет ромба соответствует направлению. Красный цвет обозначает поднятие, а синий – опускание. Распределение значений вертикальных скоростей в плане по отношению к ветвям Владикавказского разлома статистически довольно устойчиво отражают следующую картину. Поднятие северного и южного бортов разлома в настоящее время происходит значительно быстрее, чем его центральной части, лежащей между соответствующими ветвями. Более того, в большинстве точек измерений, лежащих внутри ветвей, наблюдается не только замедление поднятия, но и напротив- опускание.

Принимая во внимание перечисленные структурные и тектонические особенности района исследований, а также на основании разрезов (*рис. 3, 4*), и данных о сейсмичности, мы предлагаем следующую кинематическую схему тектонических движений (*рис. 3*).



**Рис. 2.** Схема расположения «Ардонского» профиля ММЗ. 1 – эпицентры землетрясений соответствующих магнитуд.; 2 – пикеты профиля ММЗ; 3 - изолинии глубины поверхности меловых и юрских отложений и их значения в км (подписаны названия структурных выступов по поверхностям этих отложений); 4 – выходы разломов на поверхность: а – второстепенных, б – активных разломов в ветви Владикавказского разлома; 5 – разломы на поверхности меловых отложений; 6 – вертикальные скорости смещений ГНСС-станций относительно эллипсоида WGS84, мм/год



**Рис. 3.** Разрез вдоль «Ардонского» профиля в параметрах вариаций скоростей сдвиговых сейсмических волн в сопоставлении с рельефом вдоль профиля и кинематической тектонической схемой региона. Оранжевые штрихи- южная и северная ветви Владикавказского разлома

Под действием нормальной к простиранию Кавказа сжимающих напряжений происходит формирование всех перечисленных структурных элементов. Одновременно с этим под северным флангом Кавказа происходит вертикальное восходящее движение из-за присутствия массивного низкоскоростного (возможно, разогретого) объема.

Если рассматривать наличие в тектонической зоне северной моноклинали Кавказа серии падающих на север надвигов и взбросов, по которым юрские отложения надвинуты на меловые, в совокупности с присутствием Сунженской антиклинали, а также тем, что вся локальная сейсмичность преимущественно концентрируется в диапазоне глубин 8-11 км, можно предположить, что все явления объединены единым процессом.

А именно, при наличии коллизии Кавказа и Скифской плиты, верхний слой 8-11 км надвигается на Кавказ быстрее, проскальзывая по контакту 8-11 км, и создает листрику Владикавказского разлома, аналогично тому, как создается зона выпучивания оползневых тел. Сдвиг идет по поверхности фундамента, что объясняет сейсмичность,

приуроченную к границе фундамент-осадки на глубине около 10 км. В районе Владикавказского разлома при столкновении с консолидированным приподнятым массивом Кавказа происходит процесс выпучивания осадочной толщи. Это приводит к «вращательному» движению в вертикальной плоскости, которое формирует чешуеобразный эшелон вдоль северного фронта Кавказа. В свою очередь Сунженский хребет является промежуточной складкой этого процесса. Фронт коллизии между осадочной толщей и Кавказом образуется ввиду того, что Кавказ представлен более прочными приподнятыми породами.

Сунженский хребет формируется ввиду формирования складки в диапазоне глубин 2-8 км, которая значительно разбита в «Ардонском» разрезе и выглядит как цельная ненарушенная структура на «Терском» разрезе. Предположительно в эту схему укладывается объяснение более быстрого поднятия бортов Владикавказского разлома по сравнению с его центральной частью. Это может происходить из-за дополнительной вертикальной расслоенности разреза и движения слоев с различными скоростями. Следы этих слоев, выклинивающихся в южном направлении, можно наблюдать в разрезе ММЗ (рис. 3).

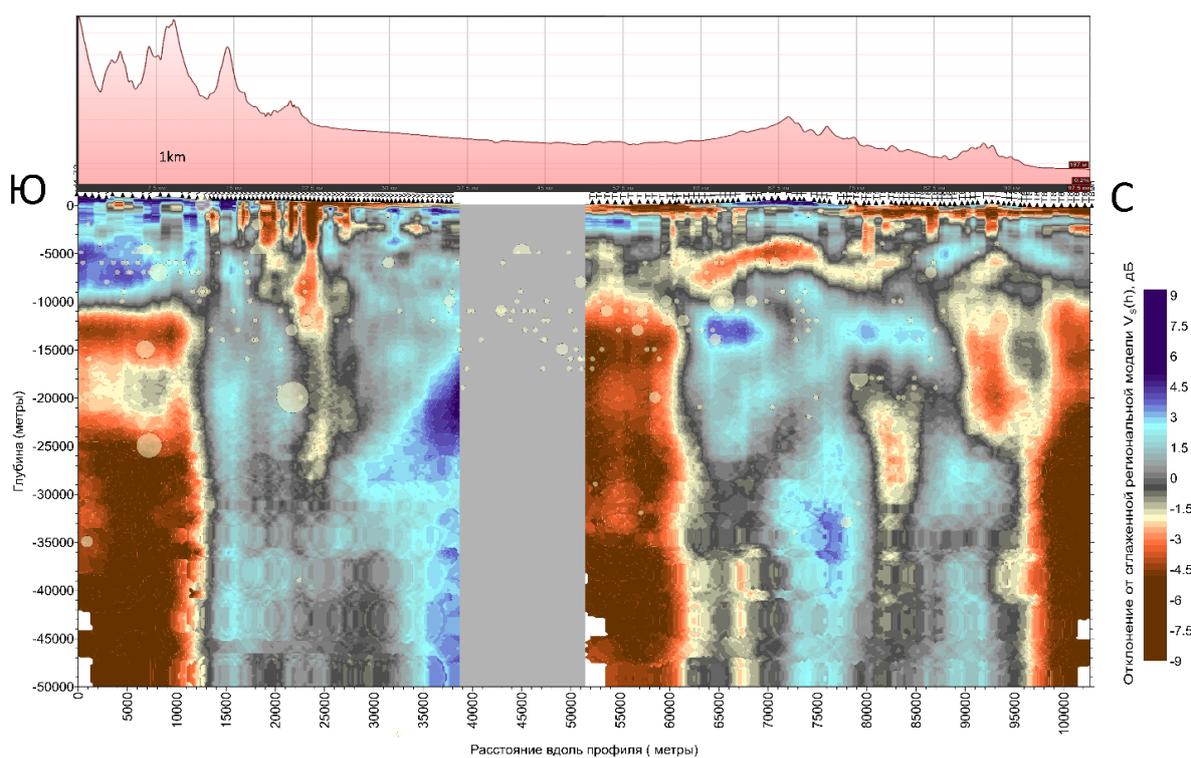


Рис. 4. Разрез вдоль «Терского» профиля в параметрах вариаций скоростей сдвиговых сейсмических волн в сопоставлении с рельефом вдоль профиля

#### ЛИТЕРАТУРА

Коновалов В.И., Воцалевский З.С., Яловенко В.И. Перспективы нефтегазоносности юго-западной части Терско-Каспийского прогиба // Геология нефти и газа. 1987. № 8. С. 17–20.

*Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе. // Советская геология. 1970. № 8. С. 113–120.

*Летавин А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М.* и др. Тектоника Восточного Предкавказья / Отв. редактор М.Ф. Мирчинк. М.: Наука, 1975. 80 с.

*Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

*Мионов А.П., Милуков В.К., Стеблов Г.М.* и др. Деформации земной коры в Осетинском регионе Большого Кавказа по данным ГНСС-измерений // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 4. С. 122–137.

*Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* и др. Сейсмоструктура и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома. // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 1. С. 47–59.

*Сим Л.А., Гордеев Н.А.* Сравнение результатов изучения тектонических напряжений Кавказа разными методами // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Мат-лы ЛIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 2. С. 175–178.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

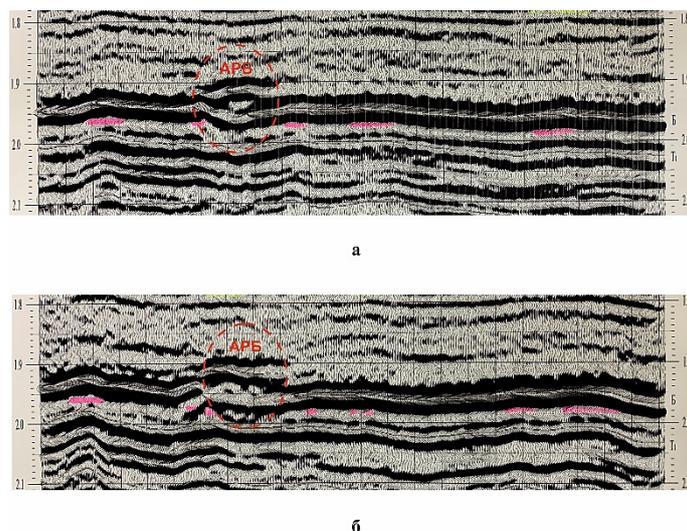
Зубков М.Ю.

ООО «Западно Сибирский Геологический Центр», Тюмень, Россия

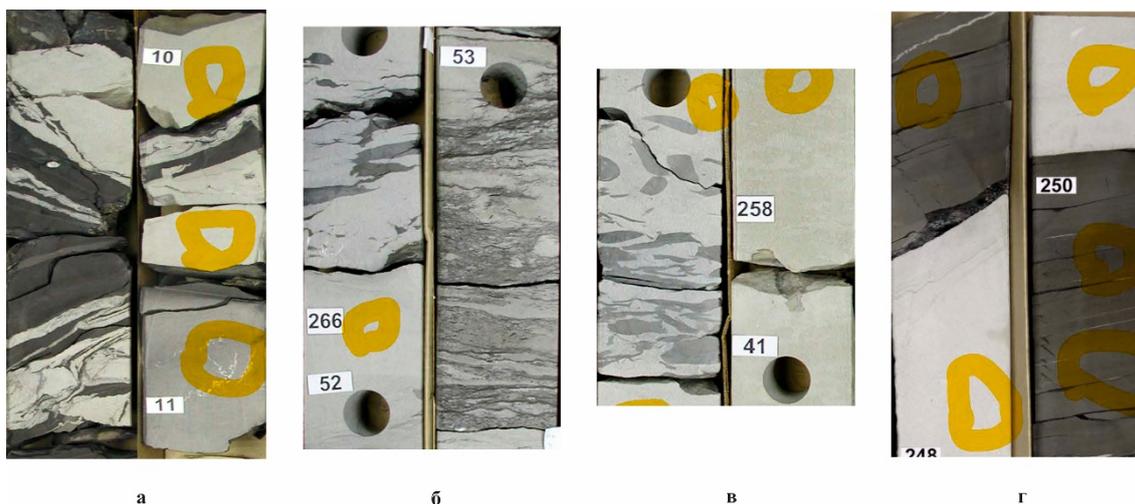
e-mail [sibgc@yandex.ru](mailto:sibgc@yandex.ru)

В настоящее время отмечается значительное снижение темпов прироста запасов углеводородов (УВ) в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, что вынуждает нефтяные компании искать залежи УВ в нетрадиционных коллекторах, включая залежи с так называемыми трудно извлекаемыми запасами. К этому типу залежей относятся таковые, содержащиеся в аномальных разрезах баженовской свиты (АРБ). Существует большое количество различных представлений о механизме их образования [Бембель С.Р., Цепляева А.И., 2014; Бордюг М.А., Славкин В.С. и др., 2010; Зубков М.Ю., Пормейстер Я.А., 2005; Тимурзиев А.И., 2014; Шарафутдинов В.Ф., 2023 и др.]. Наиболее распространенными являются следующие: формирование АРБ вследствие сжатия осадков за счет надвиговых дислокаций; в результате образования субвертикальных зон деструкций; вследствие флюидодинамических процессов; клиноформенное происхождение; тектоно-седиментационный механизм; чередование накопления битуминозных и песчано-алевритовых осадков; в результате проникновения в баженовскую толщу ачимовских осадков (гравитационные потоки); путем внедрения отложений баженовской свиты в ачимовские осадки (олистостромы). Однако большинство исследователей считает, что АРБ возникли в результате внедрения осадков ачимовской толщи в отложения баженовской свиты (подводные оползни, переходящие в турбидитные и/или гравитационные (суспензионные) потоки). Мощность АРБ варьирует в широких пределах – от нескольких десятков до первых сотен метров. Следует отметить, что сейсмическая запись в участках развития АРБ отличается большим разнообразием, поэтому механизм их образования, скорее всего, достаточно многообразен. Например, на *рисунке 1а* присутствует небольшой по мощности и латеральным размерам АРБ со слабо нарушенным сейсмическим отражением в подошвенной его части и увеличенной временной мощностью за счет появления дополнительного ярко выраженного отражения в его кровельной части.

На *рисунке 2б* присутствует более крупный АРБ, у которого также, как и в ранее рассмотренном случае, нарушено подошвенное сейсмическое отражение и значительно увеличена временная мощность. То, что механизм возникновения АРБ может быть самым разнообразным подтверждает и анализ керна, поднятого из этого объекта. Отмечаются интервалы, в которых присутствуют многочисленные часто остроугольные темно-серые обломки баженовской свиты в светло-серых алевро-песчаных осадках ачимовской толщи (*рис. 2а*). Встречаются небольшие остроугольные и полуокатанные обломки баженовской свиты в ачимовских алевропесчаниках и тонкое волнистое переслаивание, темно-серых слоек, обогащенных органическим веществом (материал баженовской свиты) и светло-серых слоек, сложенных алевритовым материалом (ачимовские осадки) (*рис. 2б*). Характерно также присутствие немногочисленных полуокатанных обломков баженовской свиты в довольно мощных алевро-песчаных отложениях ачимовской толщи (*рис. 2в*). Нередко также встречается самое обычное «спокойное» переслаивание темно-серых отложений баженовской свиты со светло-серыми алевро-песчаниками ачимовской толщи (*рис. 2г*).



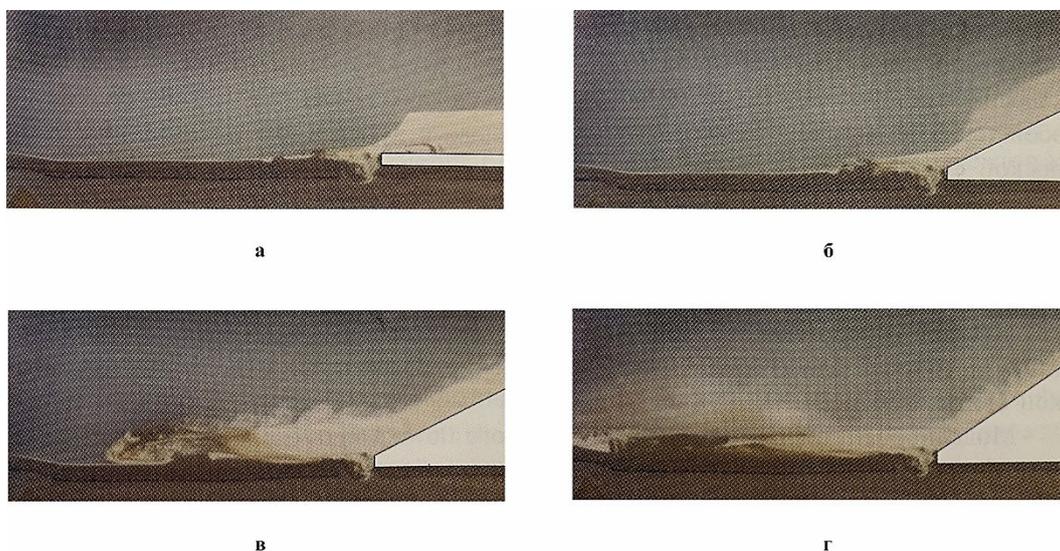
**Рис. 1.** Сейсмические разрезы с интервалами, на которых присутствуют небольшой по размерам (а) и крупный (б) аномальные разрезы баженовской свиты (Восточно-Урьевское месторождение)



**Рис. 2.** Фотографии полноразмерного керна, отобранного из аномальных разрезов баженовской свиты: а – переслаивание отложений баженовской свиты и ачимовской толщи (Тевлинско-Русскинское месторождение); б – ачимовская толща с остроугольными обломками пород баженовской свиты и тонкослоистыми прослоями, сложенными глинистым материалом баженовской свиты и алевритистым – ачимовской толщи (Нонг-Еганское месторождение); в – ачимовские осадки с включениями полуокатанных обломков пород баженовской свиты (Нонг-Еганское месторождение); г – прослой баженовской свиты в ачимовской толще (Северо-Егурьяхское месторождение)

Поскольку, как отмечалось ранее, большинство исследователей отдает предпочтение механизму формирования АРБ путем проникновения ачимовских осадков в толщу баженовской свиты, то рассмотрим результаты тектоно-седиментационного моделирования именно такого механизма образования АРБ. При этом рассмотрим два основных варианта, а именно, во-первых, скатывания или скольжения «ачимовских» осадков по поверхности «баженовской» толщи и, во-вторых, проникновение более плотных осадков, моделирующих ачимовские отложения под более легкие осадки, имитирующие отложения баженовской свиты. В первом случае наблюдалось интенсивное взмучивание подстилающих («баженовских») осадков с образованием «целиков» из осадков «баженовской» свиты, частичного смешивания обоих типов

осадков и отложения тонких слоев «баженовской» свиты, находившихся во взвешенном состоянии, на поверхность более плотных «ачимовских» осадков (рис. 3).

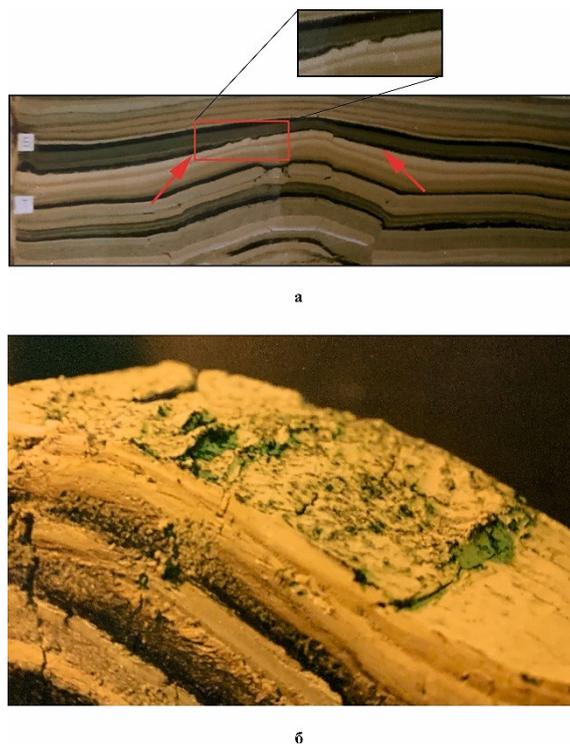


**Рис. 3.** Моделирование оползня, скатывающегося на дно бассейна, сложенного уплотненным слоем глины: а – до начала формирования оползня; б – начальная стадия его образования; в – развитие; г – заключительная стадия

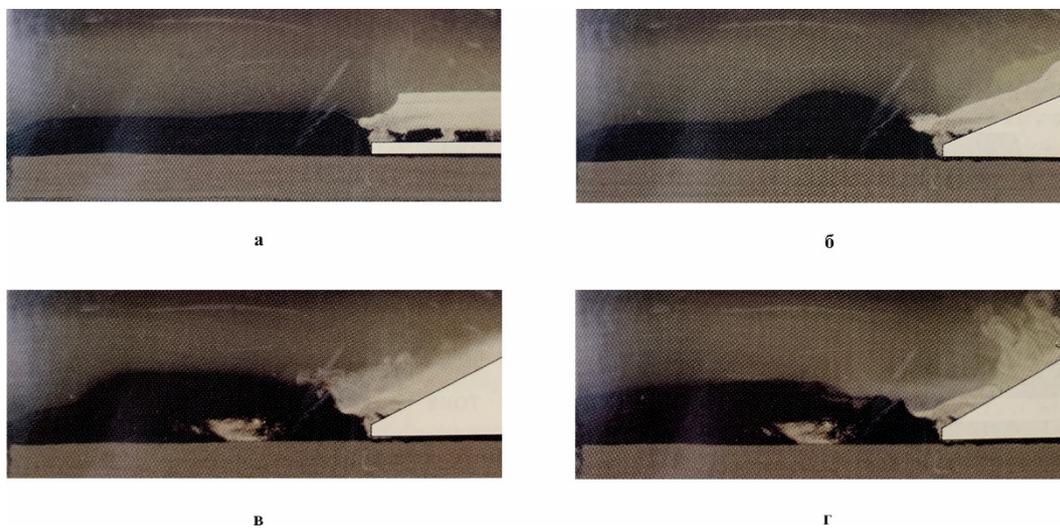
При проведении подобного эксперимента на другой модели при ее препарации, заключавшейся в удалении перекрывающего слоя, скользящего по подстилающему его слою, были обнаружены «застывшие» волны, имевшие различные размеры и состоящие из материала подстилающего слоя (см. рис. 4).

Образование «застывших» волн объясняется тем, что под скользящим слоем давление уменьшается, что и вызывает формирование в нем своеобразных волн. Чем выше скорость, соскальзывающего осадка, тем выше амплитуда образующихся в подстилающем слое волн. Во втором случае наблюдалось проникновение более плотного («ачимовского») осадка под «баженовские» отложения (моделирование оползня), вследствие чего суммарная мощность «бажено-абалакских» отложений значительно увеличилась (рис. 5).

Удаление осадков «баженовской» свиты с поверхности «ачимовской» толщи показало, что осадки слабо перемешались друг с другом, а «ачимовские» отложения представляют собой вытянутое языкообразное тело, перекрытое слабо нарушенными осадками «баженовской» свиты. Таким образом, тектоно-седиментационное моделирование позволило установить, что формирование АРБ возможно различными способами, однако в их основе лежит механизм перемещения ачимовских осадков в виде оползней, турбидитных и/или различного рода гравитационных потоков. Следует обратить внимание на тот факт, что состав баженовской свиты неоднороден. В ней выделяются компетентные (прочные, но хрупкие пласты), сложенные кремнистым и/или карбонатным материалом, которые сравнительно быстро литифицируются, поэтому при внедрении ачимовских осадков они дробятся и присутствуют в ней в виде многочисленных остроугольных обломков. Напротив, глинистые осадки с высоким содержанием органического материала еще не успевают литифицироваться, из-за чего во время внедрения ачимовских гравитационных или турбидитных потоков они взмучиваются и могут отлагаться в виде субгоризонтальных тонкослоистых отложений, что мы и наблюдаем в образцах керна, отобранного из АРБ (см. рис. 2б, г).



**Рис. 4.** Результаты моделирования мутьевых потоков (показаны стрелками): а – разрез седиментационной модели; б – отпрепарированная поверхность слоя, подстилавшего осадки мутьевого потока



**Рис. 5.** Моделирование подводного оползня, скатывающего на дно бассейна, сложенного рыхлым осадком: а – до начала моделирования; б – начало формирования оползня; в – движение оползня; г – окончание движения оползневой массы

#### ЛИТЕРАТУРА

Бембель С.Р., Цепляева А.И. Геологическое строение и некоторые особенности формирования аномальных разрезов баженовской свиты в Западной Сибири // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2014. № 10. С. 7–17.

*Бордюг М.А., Славкин В.С., Гаврилов С.С.* Особенности строения и формирования аномального разреза баженовской свиты на примере Северо-Конитлорского месторождения // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С. 32–40.

*Зубков М.Ю., Пормейстер Я.А.* Клиноформное строение неокома и аномальных разрезов баженовской свиты в пределах Кальчинского месторождения (по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования) // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Мат-лы VIII науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2005. Т. 2. С. 305–318.

*Тимурзиев А.И.* Флюидодинамическая природа формирования «аномального бажена» Западной Сибири // Бурение и нефть. 2014. № 1. С. 28–33.

*Шарафутдинов В.Ф.* Строение и генезис ачимовской олистостромовой толщи Западной Сибири. // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 3. С. 95–110.

## ОТ ПРАВИЛА ТИЦИУСА-БОДЕ ДО МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ВНЕШНЕЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

*Ильченко В.Л.*

*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия*

*e-mail: [v.ilchenko@ksc.ru](mailto:v.ilchenko@ksc.ru)*

Правило Тициуса-Боде. В течение столетий попытки понять происхождение Солнечной системы сводились к объяснению ее необыкновенных динамических характеристик. В последнее время стало ясно не меньшее значение в решении этой проблемы физических свойств Солнечной системы. Некоторые из главных физических свойств перечислены ниже:

а. Орбиты планет копланарны, так что Солнечная система имеет конфигурацию плоского диска.

б. Планеты движутся вокруг Солнца по почти круговым орбитам, а само Солнце вращается почти в той же плоскости, что и планеты.

в. Все планеты вращаются прямо, в том же направлении, что и Солнце. Более того: большинство планет сами вращаются в прямом направлении.

г. Расстояние планет от Солнца описывается зависимостью – т.н. правилом Боде, согласно которому среднее расстояние  $r_n$   $n$ -й планеты от Солнца дается выражением  $r_n = r_0 \cdot \beta^n$ , где  $\beta = 1,73$ .

д. Все планеты подразделяются на две группы: к внутренним планетам относятся планеты земной группы, обладающие высокой плотностью, а к внешним – планеты-гиганты с низкой плотностью.

е. Системы спутников вокруг Юпитера, Сатурна и Урана являются ближайшими аналогами Солнечной системы и подчиняются всем закономерностям [Рингвуд, 1982].

Механизм (закон) развития планеты Земля Вернадского В.И.: «Среди огромной геологической литературы отсутствует связный очерк биосферы, рассматривающий ее как единое целое, закономерное проявление механизма планеты, ее верхней области – земной коры» [Вернадский, 1926]. В геологии, в явлениях, связанных с жизнью, изучаются частности. Изучение отвечающего им механизма не ставится как задача научного исследования. И когда она не ставится и ее существование не создается, исследователь неизбежно проходит мимо ее проявлений, окружающих нас на каждом шагу».

Не предвещая существования механизма планеты, согласованное в единое целое бытия ее частей, он пытается, однако, охватить с этой точки зрения имеющуюся эмпирически научно установленную совокупность фактов и видит, что при таком охвате геологическое отражение жизни вполне отвечает такому представлению. Он считает, что существование планетного механизма, в который входит как определенная составная часть, жизнь и, в частности, область ее проявления – биосфера, отвечает всему имеющемуся эмпирическому материалу, неизбежно вытекает из его научного анализа [Вернадский, 1926].

Эмпирическое обобщение, раз оно точно выведено из фактов, не требует проверки. Оно может существовать и быть положено в основу научной работы, даже если оно является непонятным и противоречит господствующим теориям и представлениям [Вернадский, 1926].

И там (как и во всем великом) вроде бы все просто. Цитата: «область явления размножения мало обращала на себя внимание биологов. Но в ней - отчасти незаметно для самих натуралистов – установилось несколько эмпирических обобщений, которые нам кажутся сами по себе понятными, так мы с ними свыклись. Среди этих обобщений нужно отметить следующие. Во-первых, размножение всех организмов выражается геометрической прогрессией. Можно выразить это в единообразной формуле:

$$2^{n\Delta} = N_n, \quad (1)$$

где  $n$  – количество дней с начала размножения,  $\Delta$  - показатель прогрессии, который для одноклеточных организмов, размножающихся делением, соответствует числу поколений в сутки;  $N_n$  - количество неделимых, существующих благодаря размножению через  $n$  дней. Это уравнение легче воспринимается как:

$$N_n = (2^\Delta)^n \quad (2)$$

Характерным для каждого живого существа является  $\Delta$ . В этой формуле никаких пределов, никаких ограничений ни для  $n$  ни для  $\Delta$ , ни для  $N$  не заключается. Процесс бесконечен, как бесконечной является прогрессия. Эта бесконечность возможности проявления размножения организма сказывается в подчинении этого проявления в биосфере, - т. е. растекания живого вещества, - по правилу инерции» [Вернадский, 1926]. Формула  $N_n = 2^{n\Delta}$  дает приращение организма в сутки ( $\alpha$ ) при размножении; взяв один исходный организм, имеем для него (в первый день,  $n=1$ ):  $2^\Delta - 1 = \alpha$ . Откуда  $2^\Delta = \alpha + 1$  и  $2^{n\Delta} = (\alpha + 1)^n$  [Вернадский, 1926].

По В.И.Вернадскому, «...есть предельное, одинаковое для всех организмов наибольшее расстояние, по которому может распространяться передача жизни, равное земному экватору, т.е.:  $L_{\text{э.кв.}} = 40\,075\,721$  м» [Вернадский, 1926]. Видимо, в предельном случае, жизнь стремится захватить всю земную поверхность.

**Тектоническое расслоение** внешней земной оболочки как колебательной системы, регулярно возбуждаемой гравитацией лунной массы (твердый лунный прилив), идет почти тем же путем и описывается формулой:

$$M_n = M_0/2^n, \quad (3)$$

где  $M_n$  - длина  $n$ -й моды расслоения,  $M_0$  – мощность внешней земной оболочки, под регулярным гравитационным влиянием со стороны лунной массы; номер моды расслоения  $n$  находят по специальной таблице [Ильченко, 2012]. Формула эта получена путем анализа природы тектонического расслоения внешней оболочки Земли как регулярной колебательной системы в режиме затухания, что напоминает затухание стоячей волны (звука в натянутой струне, например). При этом на стоячей волне развивается система узловых точек – концентраторов высоких напряжений, обуславливающая развитие границ тектонического расслоения. Длину  $M_n$ , можно измерять на каротажных кривых, отражающих динамическое состояние пород из однородного по составу участка разреза, как расстояние между соседними «пиками» (кавернограммы, кривые электропроводности или удельного электрического сопротивления среды, трещиноватости и т.п.) или в системе субгоризонтальных трещин тектонического расслоения в обнажениях коренных пород как расстояние между соседними трещинами) [Ильченко, 2021]. Зная  $M_n$ , легко вычислить  $M_0$ :  $M_0 = M_n \cdot 2^n$  [Ильченко, 2023]. Формулы эти эмпирические, как и степенные законы, которые постулируются на основе наблюдений (ниоткуда не выводятся), в т.ч. правило Тициуса-Бодде и формула Вернадского:  $N_n = (2^\Delta)^n$ .

Продолжение рассуждений в том же направлении привело к выводу о возможности расчета глубины проникновения сил лунной гравитации в недра Земли, согласно уравнению:

$$R_l \cdot \rho_l = R_{ПВ} \cdot \rho_{ПВ}, \quad (4)$$

(слева – произведение радиуса Луны на ее среднюю плотность, справа произведение радиуса земной волны твердого лунного прилива на плотность вещества в «составе» этого радиуса);  $R_l \cdot \rho_l = \text{const}$ , поскольку Луна на Землю всегда «смотрит» лишь одной своей стороной [Ильченко, 2012a]. Радиус волны твердого лунного прилива – проникновения лунной гравитации в земные недра:

$$M_0 = R_{ПВ} = R_l \cdot \rho_l / \rho_{ПВ} \approx 1600 \text{ км} \quad (5)$$

означает мощность Главной колебательной системы (слой ГКС). Используя это уравнение можно найти среднюю плотность вещества вдоль радиуса волны твердого прилива в любой точке Земли (для которой известен  $R_{ПВ}$ :  $\rho_{ПВ} = R_l \cdot \rho_l / R_{ПВ}$ .)

Дальнейшее продолжение рассуждения в этом направлении привело к ретропрогнозу Великого японского землетрясения 11.03.2011 г. с точностью  $\pm 6-7$  суток [Ильченко, Кобриневич, 2014]. Идея этого ретропрогноза проста: количество лунных приливов между двумя сильными землетрясениями, случившимися в одном месте, было представлено в виде суммы постепенно возрастающих чисел (геометрических прогрессий), основание  $2^{2 \cdot n}$ :  $2^{2 \cdot 0} + 2^{2 \cdot 1} + 2^{2 \cdot 2} + 2^{2 \cdot 3} + 2^{2 \cdot 4} + 2^{2 \cdot 5} + 2^{2 \cdot 6} \dots \pm c$ , или  $T = \sum_0^n 2^{2n}$ , где  $n$  – целые числа (0, 1, 2, 3...), каждое слагаемое в данной последовательности означает 1 шаг к сейсмическому событию, обусловленному воздействием твердого лунного прилива, постепенно нагнетающий избыточно высокое давление в узлы стоячей волны (концентраторы напряжений),  $\pm c$  – «остаток», определяющий поправку на точность прогноза.

К перечисленным должен быть добавлен также механизм «расходящихся кругов» – развития системы концентрических зон тектонических нарушений (например, вокруг Хибин [Беляев и др., 1979] или вокруг глубоких горных выработок [Опарин и др., 2008]), описываемый формулой:

$$R_n = R_0 (\sqrt{2})^n, \quad (6)$$

где  $R_n$  – радиус  $n$ -й зоны нарушений,  $R_0$  – радиус первой зоны тектонических нарушений (границы контрастного по физическим свойствам породного тела или контур глубокой горной выработки, как источников «расходящихся кругов»). Эти «круги», размножаясь, стремятся захватить не только земную поверхность (как жизнь у В.И. Вернадского [Вернадский, 1926]), но и всю внешнюю земную оболочку (тектоносферу) от поверхности до, по-видимому, нижней границы влияния лунной гравитации (слой ГКС).

### Выводы и заключение

По совокупности представленной выше информации можно сказать, что все перечисленные разновидности механизмов развития, как и жизнь, имеют в своем описании элементы геометрических прогрессий, что некоторым образом «роднит» эти механизмы (таблица). Возможно, показанные формульные сходства механизмов размножения тектонических границ во внешней земной оболочке как колебательной системе, регулярно возбуждаемой лунной гравитацией и организмов на поверхности Земли дополняют постулат (на самом деле – ЗАКОН) В.И. Вернадского о механизме развития планеты.

*Таблица. Механизмы размножения границ.*

№ пп	Форма существования	Мат. формула	Предельное значение
1	Радиусы планетарных орбит в Солнечной системе	$r_n = r_0 \cdot \beta^n$ , где $\beta = 1,73$	Орбитальные радиусы ( $r_n$ ) планет Солнечной системы
2	Жизнь (все виды) по закону Вернадского В.И.	$N_n = (2^\Delta)^n$	Поверхность Земли
3	Тектонические границы	$M_n = M_0/2^n$	ГКС (по вертикали)
4	Накопление избытка упругой энергии в узлах стоячей волны («время - в количестве твердых лунных приливов»)	$T = \sum_0^n 2^{2n}$	Сейсмическое событие
5	Развитие концентрических зон тектонических нарушений	$R_n = R_0(\sqrt{2})^n$	Поверхность Земли и слой ГКС

*Работа выполнена в рамках темы НИР 2023 № АААА-А19-119100290148-4 (FMEZ-2022-0025).*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф.* Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // ДАН. 1976. Т. 226. № 1. С. 163–165.

*Вернадский В.И.* Биосфера. Т. I-II. Научное химико-техническое издательство, научно-технический отдел ВСНХ. Ленинград, 1926. 147 с.

*Ильченко В.Л.* Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит) // Сборник мат-лов XIII междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М., 2012. С. 105–108.

*Ильченко В.Л.* Оценка глубины проникновения энергии лунного прилива во внешнюю оболочку Земли // Сборник мат-лов XIII междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М., 2012. С. 109–1123.

*Ильченко В.Л., Кобринович Ю.О.* Приливные волны и прогноз землетрясений // Российский геофизический журнал. 2014. № 53–54. С. 99-105.

*Ильченко В.Л.* Природа тектонического расслоения внешней оболочки Земли // НАУ. 2023. № 86. С. 22–26.

*Ильченко В.Л.* Ритмичное тектоническое расслоение горных пород, как основа для построения моделей тектонического расслоения внешней оболочки Земли (на примере Хибинского массива, Балтийский щит) // Уральский геологический журнал. 2021. № 1 (139). С. 47–52.

*Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Розенбаум М.А.* и др. Зональная дезинтеграция горных пород и устойчивость подземных выработок. Новосибирск: СО РАН, 2008. 278 с.

*Рингвуд А.Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 69 с.

## НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ВАЛООБРАЗНЫЕ ПОДНЯТИЯ В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ, ИХ ТИПЫ И АНАЛОГОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

*Корбутяк А.Н., Фролова Н.С.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

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

Валообразные поднятия являются неотъемлемым структурным элементом любых платформ. На молодых платформах, таких, как Западно-Сибирская, Туранская, Тимано-Печорская, с ними часто связаны месторождения нефти и газа, поэтому они всегда привлекали к себе внимание исследователей. Валы представляют собой линейные пологие формы высотой до первых сотен метров, протяженностью несколько десятков километров. Как правило, они состоят из ряда более мелких поднятий, расположенных кулисообразно (эшелонированно), форма их зачастую ассиметричная.

В настоящее время существует большое количество вариантов объяснений механизмов формирования эшелонированных валообразных поднятий:

А.П. Карпинский первый еще в 1894 г. высказал взгляд на происхождение платформенных поднятий (валов) Русской платформы как на результат отражения в верхних слоях расколов докембрийского фундамента, обусловленных волнообразно-колебательными движениями платформы. Эту же версию поддерживали и другие ученые (П.Е. Оффман, Ю.Н. Успенская, С.Ф. Федоров и др.): возникновение платформенных протяженных валов, состоящих из цепочек локальных, часто кулисообразных поднятий, по их мнению, обусловлено вертикальными колебательными движениями восходящего характера, проявлявшимися вдоль ослабленных зон фундамента.

Иначе на возникновение платформенных структур смотрел А.Д. Архангельский [1931], который рассматривал валы как постумные, унаследованные дислокации складчатой системы фундамента.

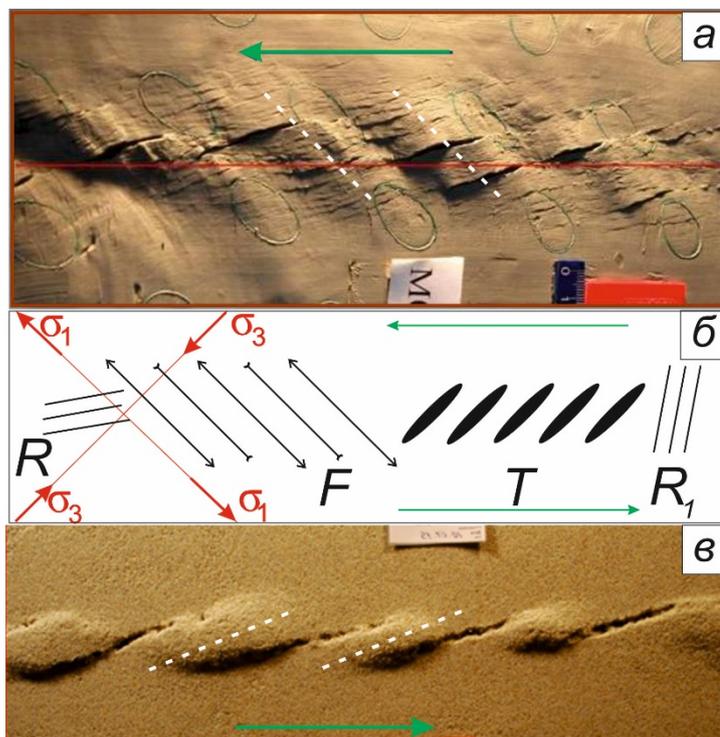
Существует мнение, что зоны приразломных поднятий связаны с опусканием крыльев по краевым сбросам авлакогенов. В ряде случаев этот механизм подтверждается данными о структуре валов, в которых наклон слоев увеличивается с глубиной от долей градуса до 18-20°, однако, он не объясняет кулисное расположение валообразных поднятий и требует доказательства того, что в новейшее время возобновилось именно растяжение.

Иногда их связывают с формированием складчато-надвиговых структур (в том случае, если они находятся вблизи складчатых поясов), а также с подъемом нижележащих блоков фундамента [Хаин, Ломизе, 2005], но это не всегда доказано. Существует точка зрения, что валы формируются в условиях горизонтального сжатия [Попков, 2001; Хромова, 2008], но все так же встает вопрос о том почему такое сжатие осуществляется локально и проявляется на большом удалении от складчатых поясов, не уточняется.

Очень популярной является точка зрения об инверсии авлакогенов и формировании в связи с этим валообразных структур [Рябухин, Байкова, 1994]. Безусловно, инверсия рифтов (авлакогенов) имеет место, и для некоторых из них это можно считать доказанным. Такая инверсия была многократно воспроизведена экспериментально [Fossen, 2010] и установлено, что над рифтом по всей его длине формируется поднятие, осложненное взбросами и надвигами. Таким образом, моделирование помогает установить природу поднятий, приуроченных к древним

рифтам. Из этого следует, что, если мы видим отдельные эшелонированные поднятия при отсутствии надвигов, вряд ли можно говорить об инверсии. Кроме того, надо объяснить, почему сжатие затрагивало лишь отдельные локальные участки платформы.

В последнее время появились работы, в которых утверждается, что валы связаны со сдвиговой тектоникой [Баранова, 2011; Тимурзиев, 2009; Филиппович, 2012], однако, конкретный механизм либо не рассматривается, либо предполагается, что это «складки присдвигового волочения» [Тимурзиев, 2009]. Последние, в действительности, являются просто **складками продольного укорочения** (они же складки продольного изгиба, присдвиговые складки волочения, складки продольного сжатия), формирующимися перпендикулярно оси максимального сжатия в сдвиговой зоне (рис. 1а). Ведущим механизмом образования таких структур является продольный изгиб. Складки появляются при небольшой амплитуде сдвигания, затем рассекаются формирующимися сколами Риделя, а их части смещаются друг относительно друга. Такое явление встречается и в природе, как, например, в классическом районе его развития — окрестностях сдвига Сан-Андреас [Sylvester, 1988].



**Рис. 1.** Валообразные поднятия в экспериментальных (а, в) зонах неоднородного сдвига: а – эшелонированные складки продольного изгиба в опыте М-09 (влажная глина); в – эшелонированные валообразные поднятия push-up-типа в опыте 31; б – классический структурный парагенез зон сдвига (из Стоянов, 1977 с дополнениями). Белые пунктирные линии – оси складок или валов. Зеленые стрелки показывают направление сдвига

Вот уже почти столетие все валообразные поднятия в зонах сдвига интерпретируются только таким образом, именно эти складки описаны в известной сводке по сдвигам [Sylvester, 1988] и вошли в качестве элемента набора структурных форм, формирующихся в зонах сдвига (рис. 1б), во все учебники по структурной геологии, например, [Стоянов, 1977; Fossen, 2010].

Такие складки неоднократно моделировали [Черемных, 2014; Sylvester, 1988], но получались они не слишком выраженные. В Лаборатории тектонофизики и геотектоники

МГУ имени М.В. Ломоносова так же проводились эксперименты, в которых образовывались такие структуры. Получить их, оказалось, непросто и, главное, для того, чтобы они возникли, нужно, чтобы «осадочный чехол» модели представлял собой слоистую среду (использовали влажную глину разного состава, прослой машинного масла или толченого угля).

Следует отметить, что в зонах сдвига формируется еще один тип поднятий - **регулярные (повторяющиеся) валообразные структуры, образованные между концами сколов Риделя**. Такие положительные структуры появляются во всех экспериментах с обстановкой простого сдвига [Guerrou, Cobbold, 2006; Rosas et al., 2009; Dooley, Schreurs, 2012 и др.], но тем не менее плохо описаны и не входят в классический структурный парагенез сдвиговых зон. А все потому, что никто не моделировал их специально: исследователи, приведенные выше, смоделировали их случайно. До сих пор за рубежом их никто не изучает. Лаборатория тектонофизики и геотектоники им. В.В. Белоусова геологического факультета МГУ – первая и единственная лаборатория, в которой целенаправленно моделировали эшелонированные валообразные поднятия, оси которых находятся под небольшим углом к оси максимального сжатия (рис. 1в). В лаборатории такие поднятия были получены еще в экспериментах М.А. Гончарова и Н.С. Фроловой [Гончаров, Фролова, 2008]. Именно тогда они впервые стали объектом исследования. С 2014 года в лаборатории геологического факультета валообразные поднятия изучаются постоянно.

Своей задачей мы ставили экспериментально изучить причины, эволюцию, морфологию описанных выше валов и влияние на них различных факторов. В опытах «фундаментом» служили две доски длиной 90 см, смещаемые друг относительно друга со скоростью 0,7 мм/мин в специальном приборе для тектонофизического моделирования. «Чехлом» был песок различной зернистости, сухой и влажный, а также с примесью солидола. Мощность «чехла» составляла 3 или 4.5 см.

Во всех экспериментах были получены валы. При небольшой амплитуде сдвига формировался вал по всей длине «разлома в фундаменте», при этом в сухом песке он был хорошо выражен, а во влажном слабо заметен. При увеличении амплитуды сдвигания постепенно начинали формироваться сколы Риделя, а единый вал распадался на ряд более мелких асимметричных вытянутых эшелонированных поднятий, расположенных между этими сколами. Постепенно поднятия увеличивали амплитуду и все больше разобщались. В конце концов, их рост прекращался, но они продолжали отодвигаться друг от друга. Максимальной амплитуды поднятия достигали в крупнозернистом песке – влажном или с солидолом. Величина поднятий не зависела от мощности «чехла».

Анализ экспериментов показал, что над сдвигами в «фундаменте» валообразные поднятия в гранулированных материалах «чехла» формируются всегда. Они могут иметь разную форму, степень вытянутости, конфигурацию, размеры и амплитуду, располагаясь эшелонированно, а иногда и четковидно. Причиной формирования валов является на первом этапе дилатансия, а затем сжатие, с подъемом вверх, материала между смежными концами сколов Риделя (рис. 2). Иными словами, эти структуры аналогичны известным локальным поднятиям типа push-up (pop-up), которые формируются между двумя разломами сдвигового типа в обстановке транспрессии. Разница заключается в том, что в нашем случае транспрессионное поле напряжений является полем второго ранга и регулярно повторяется вдоль единого разлома.

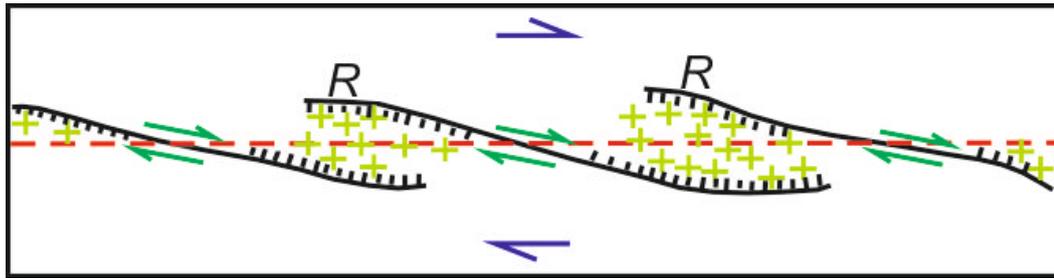


Рис. 2. Принципиальная схема формирования валообразных поднятий в зонах сдвига

Природные аналоги полученных нами валообразных поднятий мы обнаружили на севере Западно-Сибирской плиты (Пуровская зона валов) (рис. 3б). Здесь расположены известные нефтегазоносные валы, например, такие как Губкинский, Етыпуровский, Вынгапуровский и другие. Эти валы хорошо видны на структурных картах по разным горизонтам юры, мела и палеогена [Сурков, Жеро, 1981; Тимурзиев, 2009]. Такие исследователи Западной Сибири, как А.И. Тимурзиев [2009] и Ю.В. Филиппович [2012], обратили внимание на эшелонированное расположение этих валов в зоне крупного Худуттейского, активизированного в позднем кайнозое разлома, и справедливо связали их формирование со сдвиговыми движениями по нему. Правда, они считали эти валы складками продольного изгиба.

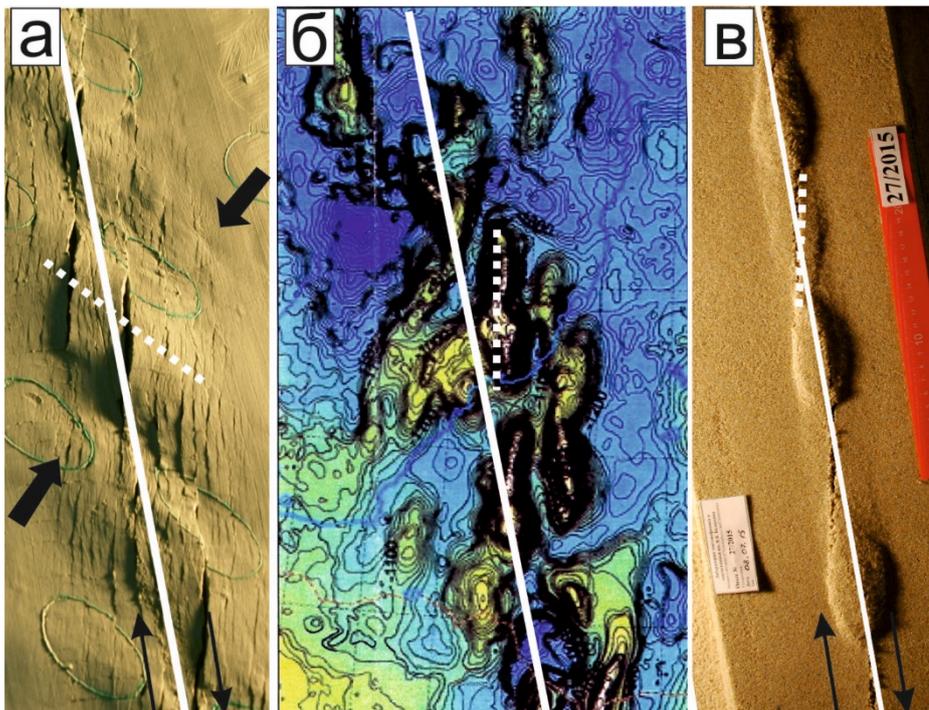


Рис. 3. Валообразные поднятия в экспериментальных (а, в) и природных (б) зонах неоднородного сдвига: а – эшелонированные складки продольного изгиба в опыте М-09 (влажная глина); б – фрагмент структурной карты по кровле альб-сеноманского горизонта [Конторович, Нестеров, 2000]; в – эшелонированные валообразные поднятия push-up-типа в опыте 27. Сплошные белые линии – проекции на поверхность: на а и в – линии соприкосновения блоков, имитирующих фундамент в экспериментах, на б – Худуттейский разлом. Белые пунктирные линии – оси складок или валов. Тонкие черные стрелки показывают направление сдвига, толстые черные – направление сжатия

Однако анализ и сравнение ориентировок осей таких складок в экспериментальных моделях и природе показывает, что здесь это не так. Ориентировка Худуттейского разлома по отношению к оси регионального сжатия может вызвать только праводвиговые движения по нему. Следовательно, оси складок продольного укорочения должны быть ориентированы так, как показано на (рис. 3а). Но оси реальных валов ориентированы совсем иначе (рис. 3б), противоположно направлению перемещения крыльев разлома в фундаменте, следовательно, они не могут быть складками продольного укорочения, а вот поднятия, образованным между концами сколов Риделя, как раз не противоречат (рис. 3в). Таким образом, для севера Западно-Сибирской плиты предлагаемый механизм является наиболее вероятным.

В результате проведенного исследования, было установлено, что:

- сдвиги в фундаменте всегда приводят к образованию валообразных поднятий осадочного чехла;
- эти поднятия могут быть связаны как с формированием складок продольного укорочения, так и с поднятием материала между концами сколов Риделя (чаще);
- при этом, форма валов в плане может быть любой – от изометричной до сильно вытянутой.

Сдвиговые движения по разломам фундамента - простой и универсальный механизм формирования валов в чехле платформ.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Архангельский А.Д.* Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи // Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. 1931. Вып. 12.

*Баранова М.И.* Сдвиговые дислокации в районе Куюмбинского газонефтяного месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. № 3. С. 4–26

*Гончаров М.А., Фролова Н.С.* Парадокс ориентировки некоторых новейших нефтегазоносных брахиантиклиналей сдвиговых зон вдоль оси максимального сжатия: тектонофизическое истолкование // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 218–222.

*Конторович А.Э., Нестеров И.И.* Структурная карта Западно-Сибирской геосинеклизы по кровле альб-сеноманского горизонта. Новосибирск. 2000

*Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азовско-Черноморский регион). М.: Научный мир, 2001. 135 с.

*Рябухин Г.Е., Байбакова Г.А.* Формирование и нефтегазоносность осадочных бассейнов в связи с рифтогенезом // Геология нефти и газа. 1994. № 5. С.22–27.

*Стоянов С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.

*Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

*Тимурзиев А.И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. дисс. ... докт. геол-минер. наук. М, 2009. 40 с.

*Филиппович Ю.В.* Сдвиговая тектоника в районе Надым-Тазовского междуречья и методика прогноза нефтяных залежей. Автореф. дисс.....канд. геол-минер. наук. М, 2012. 21 с.

*Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

*Хромова И.Ю.* Миграция дуплексных волн — метод картирования трещиноватых зон тектонического генезиса // Геология нефти и газа. 2008. № 3.

*Черемных А.С.* Сдвиговая разломная зона в рельефе: анализ цифровых моделей экспериментальных и природных объектов // Вестник ИрГТУ. 2014. №2 (85). С. 92–103.

*Dooley T. P., Schreurs G.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. V. 574–575. P. 1–71.

*Fossen H.* Structures Geology. Cambridge University Press, 2010. 463 p.

*Guerroue E. L., Cobbold P. R.* Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: insights from analogue models // Journal of Structural Geology. 2006. V. 28. P. 421–430.

*Rosas F.M., Duarte J.C., Terrinha P.* et al. Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa–Iberia plate boundary): Insights from analogue modelling experiments // Marine Geology. 2009. V. 261. No. 1–4. P. 33–47.

*Sylvester A.G.* Strike slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1666–1703.

## ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ПО ПОЛЕВЫМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ГОРНОМ АЛТАЕ

*Маринин А.В.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия*

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

Целью исследований являлась реконструкция тектонических напряжений на Горном Алтае по данным геологических индикаторов напряжений/деформаций. Основным объектом полевого изучения были зеркала скольжения, встречаемые на поверхностях разрывных смещений и несущие достоверную информацию об их кинематике. При полевых исследованиях и последующих реконструкциях напряженно-деформированного состояния задействованы структурно-парагенетический метод анализа малых дизъюнктивов [Расцветов, 1987] и метод катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 2007].

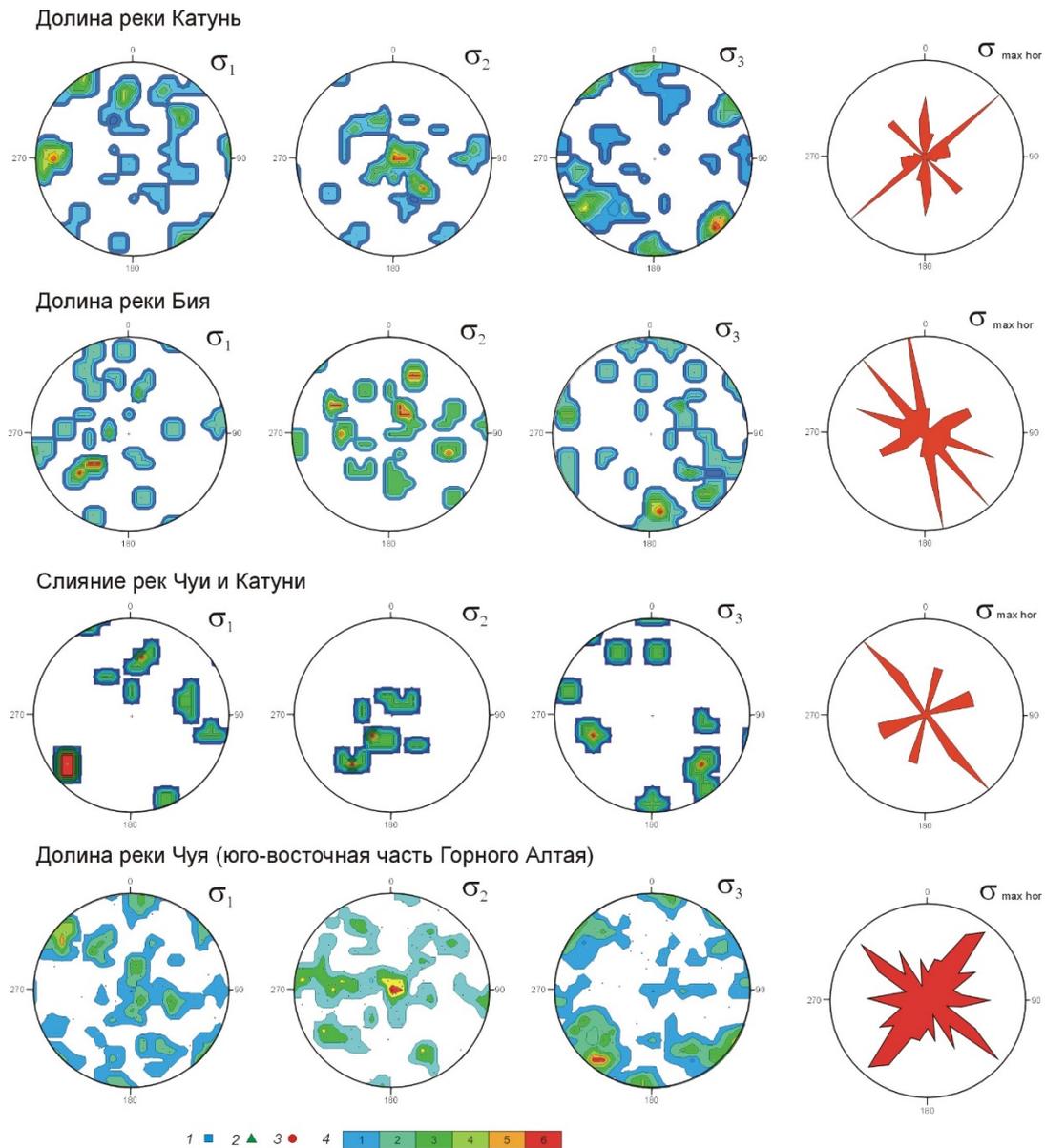
Получаемые при полевых исследованиях структурно-геологические данные позволяют уточнить строение данной области Горного Алтая при помощи тектонофизических методов реконструкции. Первые подобные реконструкции для Горного Алтая были сделаны в работах Д. Дельво с соавторами еще в 90-х годах прошлого века [Дельво и др., 1995; Delvaux et al., 2013]. В 2022 году с помощью разных тектонофизических методов проведена реконструкция тектонических напряжений Чуйско-Курайской впадины Горного Алтая [Маринин и др., 2022]. Уточнено положение активизированных разломов, испытавших значительные перемещения в палеозойско-мезозойское время. Предполагается, что они формировались в геодинамической обстановке сжатия, ориентированного субгоризонтально и преимущественно субширотно. В результате проведенных тектонофизических исследований установлено, что на новейшем этапе разломы деформируются при активном север–северо-восточном горизонтальном сжатии, при этом подчиненное значение имеют север—северо-западное и субмеридиональное направления сжатия. В 2023 году опубликовано исследование по реконструкции тектонических напряжений в долине р. Катунь, которое показало наличие субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия на неотектонического этапе [Тверитинова и др., 2023]. Полевые экспедиционные исследования 2023 года проводились сотрудниками лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН в долине р. Бия от пос. Артыбаш до северных частей Горного Алтая (Турочакский район).

В настоящей работе мы задействовали все имеющиеся к настоящему времени замеры геологических стресс-индикаторов, которые были собраны сотрудниками лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН в 2015, 2017, 2017, 2022 и 2023 гг. Основные полученные к настоящему времени данные сосредоточены в четырех основных районах. Это районы долин рек Бия и Катунь, а также два расположенных южнее района. На западе это район слияния рек Катунь и Чуи, а на востоке – юго-восточная часть Горного Алтая от пос. Акташ на восток, в область Курайской и Чуйской впадин и их обрамления. По всем собранным данным с определением кинематики зеркал скольжения проведен расчет в программе STRESSgeol и получены параметры напряженно-деформированного состояния для 202 локальных стресс-тензоров в пределах Горного Алтая. Результаты реконструкции в части определения осей главных напряжений приведены на *рисунке 1*.

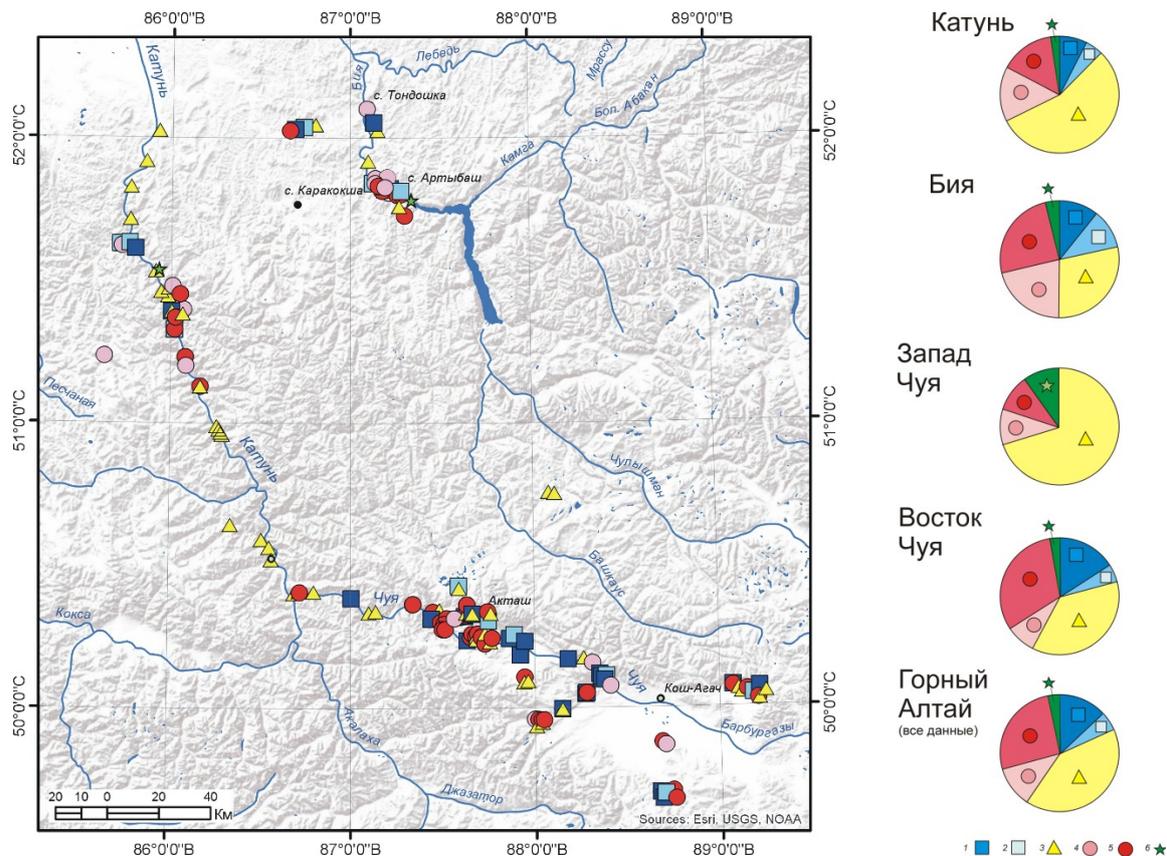
Хорошо видно, что во всех рассматриваемых районах присутствуют субмеридиональные направления действия максимальных сжимающих напряжений. Во многих местах выявляются направления осей максимального сжатия, которое поперечно ориентировано к региональным разломам, а также элементам залегания сланцеватости в данном месте. Таким образом, оси максимального сжатия ориентированы поперечно не только региональным структурам (блокам, ограниченными региональными разломами), но и локальным структурам в их пределах. Помимо практически повсеместно проявленного меридионального направления осей максимального сжатия, выявляются северо-западные, субширотные и северо-восточные ориентировки, которые ориентированы близко к простиранию структур либо с некоторым отклонением от них. Ось промежуточных напряжений в основном ориентирована субвертикально, что говорит о преобладающей сдвиговой обстановке деформирования. Помимо осей главных напряжений в рамках метода катакластического анализа возможен расчет максимального горизонтального сжатия (*рис. 1*, правая колонка). При полученном сходстве ориентировок для соседних районов, просматриваются и различия в направлениях горизонтального стресса в целом по региону, что свидетельствует о значительной латеральной неоднородности и блоковом строении земной коры Горного Алтая.

При реконструкции в юго-восточной части Горного Алтая в пределах Чуйско-Курайской впадины и обрамляющих ее структурах установлено (*рис. 2*), что среди типов напряженного состояния преобладают две основные обстановки – горизонтального сдвига и горизонтального сжатия (каждая около 1/3 от общего количества). Кроме того, достаточно представительной является обстановка горизонтального растяжения (около 15 %). Сходная обстановка фиксируется и в долине р. Бия около северного окончания Телецкого грабена. Среди определенных нами в районе долины р. Бия типов напряженного состояния преобладает обстановка горизонтального сдвига (8 определений), горизонтального сжатия (7 определений) и горизонтального сжатия со сдвигом (6 определений). Присутствуют также обстановки горизонтального растяжения и горизонтального растяжения со сдвигом (по 3 определения). В целом, преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия, которые вместе с переходным типом (горизонтальное сжатие со сдвигом), составляют около 3/4 от общего количества реконструированных локальных стресс-состояний. Западнее в области Катунского разлома (долина реки Катунь) главной обстановкой среди типов напряженного состояния является горизонтальный сдвиг, что свидетельствует о сдвиговой природе этого новейшего разлома. Новейшие грабены вдоль Катунского разлома формировались при сдвиговых смещениях и локально проявленной обстановки горизонтального растяжения или растяжения со сдвигом. На современном этапе Горный Алтай развивается в условиях преимущественно меридионального сжатия и широтно (до ВСВ) или реже субвертикально ориентированного минимального сжатия (девиаторного растяжения).

Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам, чьи материалы полевых наблюдений были использованы при реконструкции тектонических напряжений: Т.Ю. Тверитиновой, И.В. Бондарю, Н.А. Гордееву, П.А. Каменеву, А.Р. Лукманову и др., а также А.Ф. Еманову, Е.В. Дееву и Ю.Л. Ребецкому за помощь в организации полевых исследований на Горном Алтае.



**Рис. 1.** Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров по результатам проведенной реконструкции данных по зеркалам скольжения в пределах четырех районов Горного Алтая. На круговых диаграммах (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны: 1-3 – выходы осей главных напряжений ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений) и 4 - изолинии равной плотности их распределения показаны цветовой заливкой (построено с использованием программы Stereonet). В правой колонке розы-диаграммы ориентировки максимального горизонтального сжатия



**Рис. 2.** Схема расположения точек наблюдения с определением типа напряженного состояния: 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости. Справа в колонке распределение типов напряженного состояния по районам и в целом для исследованной территории Горного Алтая

*Исследования проведены при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН.*

#### ЛИТЕРАТУРА

Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р. и др. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 31–51.

Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А. и др. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173–235.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

*Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В.* Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 46–59.

*Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics, 2013. V. 602. P. 194–222.

## ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ФОРМ РЕЛЬЕФА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НАД СИСТЕМАМИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА МЕТОДОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

*Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

В работе представлена обобщенная модель формирования напряженно-деформированного состояния пород осадочного чехла над активным разломом (или системой разломов) в фундаменте. Рассматриваются как особенности формирующегося поля аномальных напряжений над разломами (особенно в приповерхностной области), так и амплитуда и структура образующихся после подвижки по разломам форм рельефа над зонами максимальных деформаций среды. Таким образом, результаты моделирования представляют интерес с точки зрения интерпретации как тектонофизических, так и геоморфологических данных при изучении режима нагружения и деформации плит и их структур.

В качестве модели рассматривается ограниченный двумя разломами с равными углами падения и амплитудой подвижки блок фундамента. Общая схема представлена на *рисунке 1*. В зависимости от угла падения разломов в модели присутствуют два взреза или пара сброс-взброс. Для расчета применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел. Задача решается в рамках подхода Лагранжа. Основной особенностью подхода является использование уравнений движения в динамической форме для описания квазистатического состояния среды. В классическом подходе Уилкинса предлагается схема, где берется условие текучести в форме Мизеса, в данном же подходе берется более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [Стефанов, 2005; Николаевский, 1972, 1983]. В ее рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Для текущей модели применялась прямоугольная сетка, в начальном состоянии каждая ячейка имеет квадратную форму. Задача решается в двумерной постановке, вид напряженно-деформированного состояния относится к типу плоская деформация. Результаты моделирования для режима напряженного состояния (в виде отношения вертикальной и горизонтальной нормальных компонент тензора напряжений) и максимальных касательных напряжений представлены на *рисунке 2*.

Полученные численные решения позволяют проследить зоны повышенного уровня напряжений и деформаций в осадочном чехле над разломами фундамента для широкого диапазона амплитуд смещения по разломам, мощности осадочного чехла, а также для различных углов падения разломов и механических свойств среды.

Отдельно получены профили рельефа (*рис. 3*) над активными разломами фундамента в момент наибольшей реакции пород осадочного чехла на смещение кровли фундамента (без учета эрозионного фактора). Полученные закономерности могут быть полезны при интерпретации геоморфологических данных. Сопоставление результатов численного, аналитического и физического моделирования показало, что на численных упруго-пластических моделях видны особенности аномалий напряженно-деформированного состояния, не прослеживаемые на аналитических и физических, что

позволяет усовершенствовать понимание особенностей деформации осадочного чехла над активными разломами фундамента.

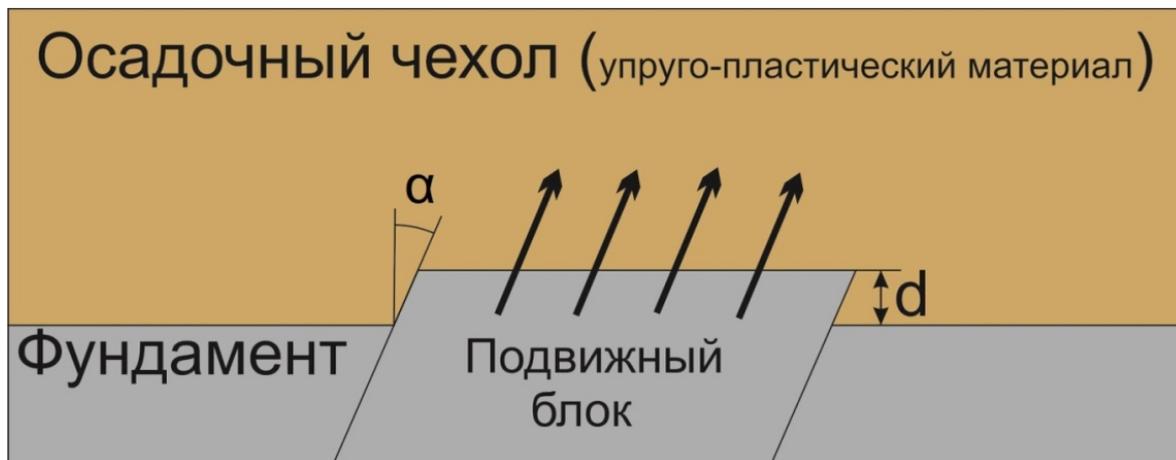


Рис. 1. Общая схема модели для численных расчетов

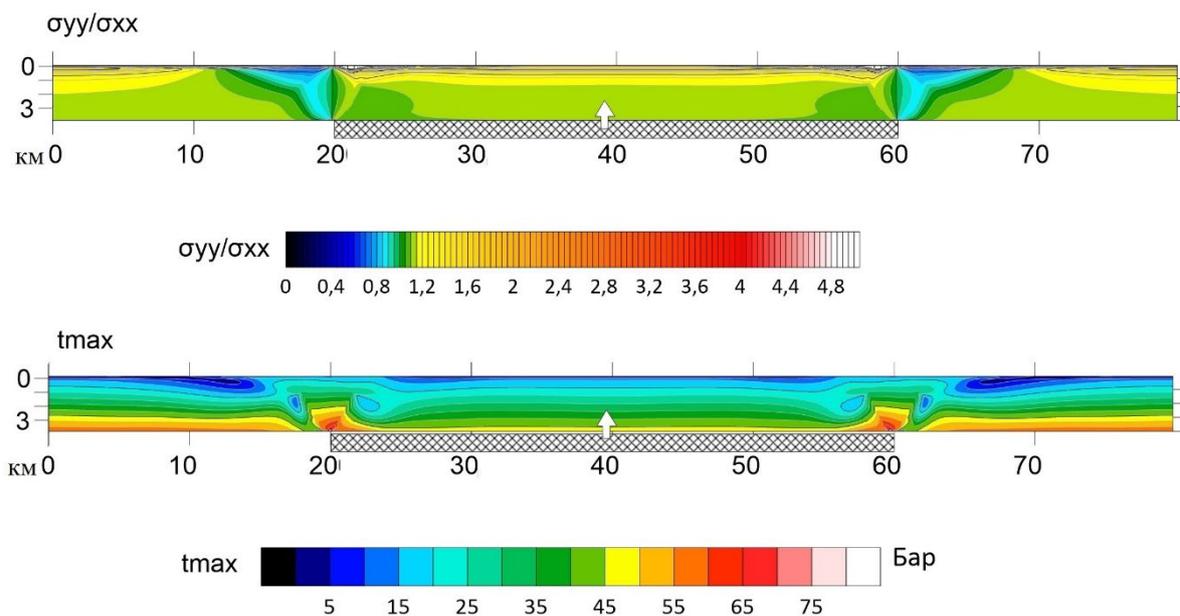
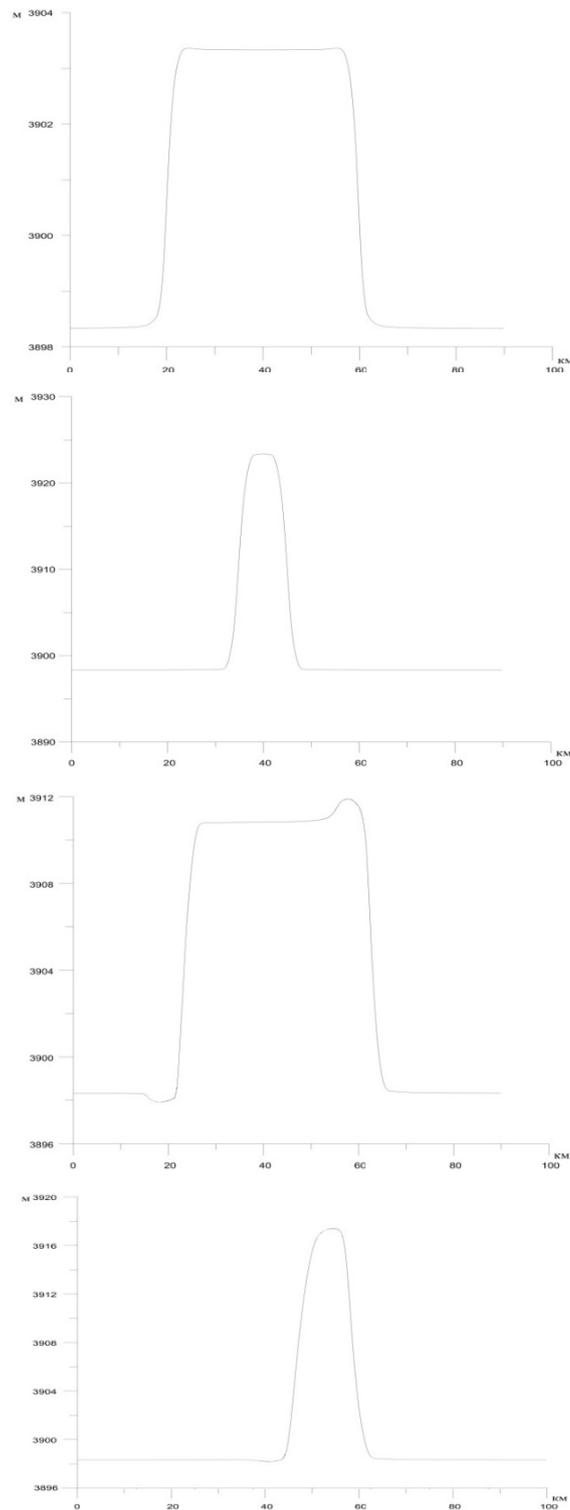


Рис. 2. Результаты моделирования (блок с разломами взрезового типа, высота поднятия блока – 50 м):  
Сверху – отношение вертикального нормального напряжения к горизонтальному, снизу – максимальные касательные напряжения



**Рис. 3.** Профили рельефа над системами разломов разного типа: сверху – большой блок фундамента, расположенный между отметками 20 км и 60 км на профиле. Снизу – малый блок фундамента, расположенный между 30 и 50 км. В левой колонке разломы являются взрезами, в правой – парой сброс-взброс с углом падения 45 градусов

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 22-27-00591.*

*ЛИТЕРАТУРА*

*Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Мех. деф. тв. тела. М., 1983. Т. 15. С. 817–821.

*Николаевский В.Н.* Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР, 1972. С. 5–81.

*Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

*Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

## ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИИ ПО ОБЩЕКОРОВОМУ МАГМОПРОВОДЯЩЕМУ РАЗЛОМУ

Мягков Д.С.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

e-mail: [dsm@ifz.ru](mailto:dsm@ifz.ru)

В работе изучается вопрос о влиянии общекоровых интрузий на аномальное напряженно-деформированное состояние Земной коры. Данное исследование связано с поиском факторов нагружения континентальной коры, помимо классического «тектонического» для объяснения ряда важных особенностей, установленных для ее напряженного состояния, таких как превышение на порядок полученных по сейсмологическим данным величин сброшенных напряжений для внутриконтинентальных структур (таких как эпиплатформенные орогены Центральной Азии) над величинами областей субдукционных зон или проблемы наличия аномальных напряжений горизонтального сжатия для некоторых платформенных областей. Эти и другие проблемы интерпретации тектонофизических данных требуют новых геодинамических факторов формирования напряженного состояния континентальной коры для построения обоснованных геодинамических моделей. Было показано, что интрузия по крупному магмопроводящему разлому способна кардинально перестроить напряженное состояние коры в момент ее формирования и может рассматриваться в качестве одного из таких факторов.

В литературе представлены [Rivalta et al, 2015] работы по моделированию напряжений вокруг дайки, но в основном исследуется характер напряжений близ окончания проростающей дайки, где он может в десятки раз превышать внешний фон литостатических напряжений в узкой зоне. Для физического моделирования и значительной части работ по численному, зона влияния дайки ограничена упругим характером деформаций среды (рис. 1).

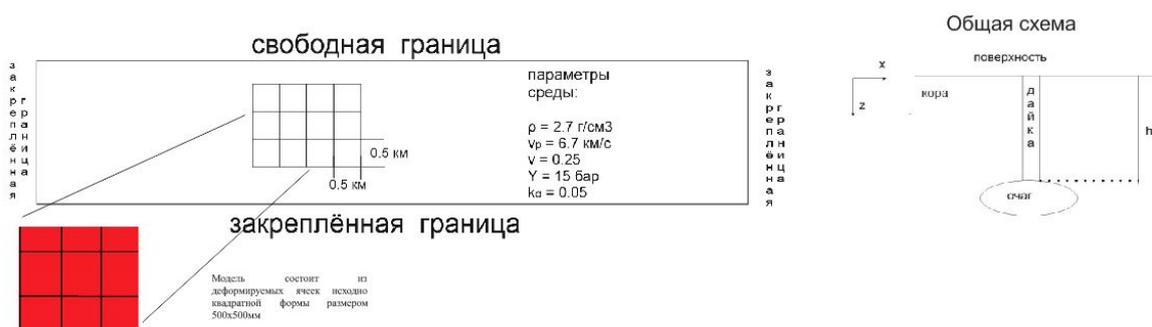


Рис. 1. Общая схема модели и численной сетки

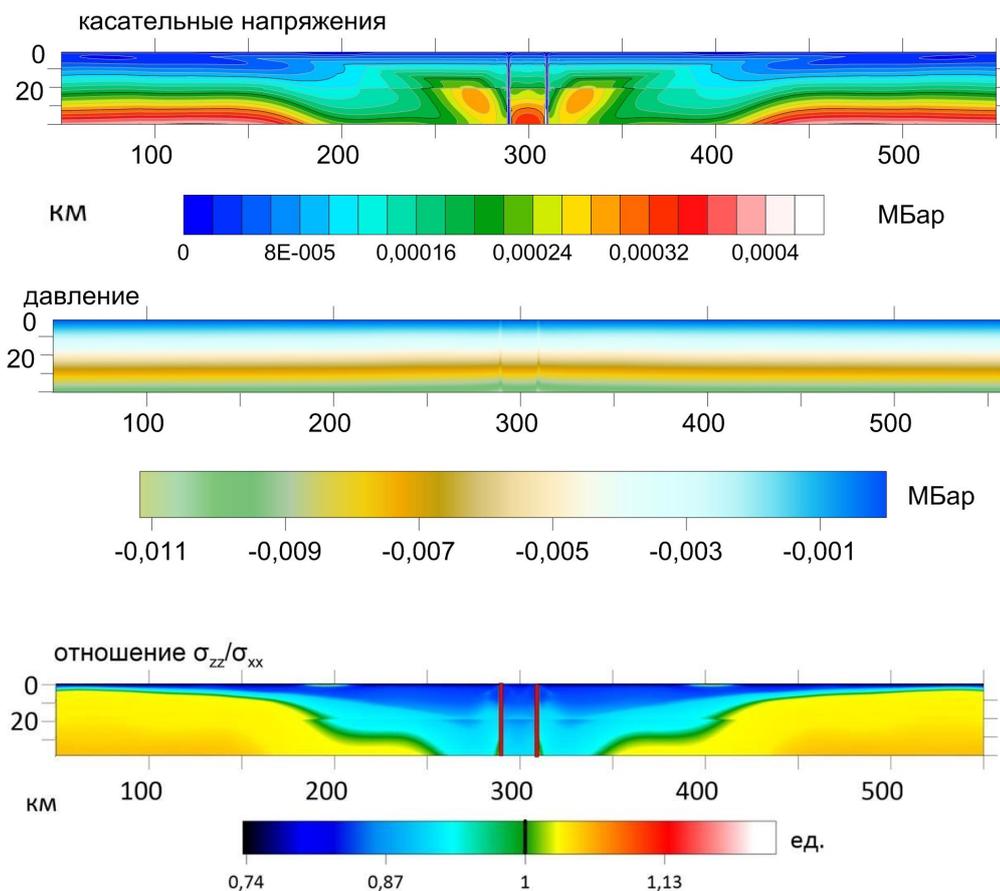
В текущем исследовании рассматривается влияние интрузии по вертикальному разлому общекорового масштаба на надлитостатическое напряженное состояние континентальной коры от расположенного ниже Мохо магматического очага до дневной

поверхности. Исследование ведется методом численного моделирования. Применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел [Wilkins, 1975] и усовершенствованная Ю.П. Стефановым [Стефанов, 2005] для применения в геомеханике. Задача решается в рамках подхода Лагранжа. Для стабилизации алгоритма вводятся искусственные вязкости различных типов, правильное использование которых обеспечивает устойчивость алгоритма. Применяемая методика рассматривает тела модели как упругопластические. В классическом подходе Уилкинса предлагается схема, где берется условие текучести в форме Мизеса, в данном же подходе берется более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1983]. В ее рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Для текущей модели применялась прямоугольная сетка, в начальном состоянии каждая ячейка имеет квадратную форму. Задача решается в двумерной постановке, вид напряженно-деформированного состояния относится к типу плоская деформация. Тела модели рассматриваются как упрочняющиеся упруго-пластичные с законом пластического течения Друккера-Прагера-Николаевского для коры и жидкие для магмы интрузии.

Моделированию нагружения земной коры за счет проникновения магмы по крупному магмапроводящему разлому проводилось в несколько этапов. Первоначально задается гравитационная нагрузка и рассчитываются литостатические напряжения в модели. Далее в заранее определенную область шириной до 1.5 км начинает поступать магма из очага, давление в котором считается несколько выше литостатического (в работе рассматриваются значения от 100% до 120% от уровня литостатики. Интрузия формируется постепенно, на последнем этапе достигая дневной поверхности, если давление магмы выше нормального горизонтального напряжения на любой высоте, в противном случае происходит запирание дайки на соответствующей высоте. В представленных далее примерах (рис. 2) плотность магмы равна плотности окружающих пород и давление в очаге больше литостатического на 10-15% и запирания дайки не происходит.

При нагрузке упругопластической среды гравитационными силами формируется общее состояние горизонтального растяжения с отношением вертикальных и горизонтальных напряжений примерно 1.1 при коэффициенте угла внутреннего трения 0.05. Все оси главного сжатия вертикальны.

Результаты моделирования выявили область значений параметров очага, при которых происходит запирание дайки в верхней коре, или, напротив, выход на поверхность. Показано, что при плотности выше окружающих пород запирание дайки возможно даже при высоких значениях давления в очаге. Представлена структура напряженного состояния для случая незапертой дайки, системы даек одинаковых либо различных типов. Сформированные, в результате внедрения общекоровой интрузии, аномальные напряжения могут превышать 200 МПа близ дневной поверхности и быть доминирующим фактором на расстояниях в сотни км от тела дайки. После застывания магмы эти напряжения полностью не сбрасываются и, в качестве остаточных, действуют в среде вместе с литостатическими. При решении обратных задач геодинамики в области наличия крупных интрузий необходимо выделять напряжения подобного рода отдельно от тектонических.



**Рис. 2.** Напряженное состояние в модели с 2 дайками: максимальных касательных напряжений, среднего напряжения (давления), соотношение вертикальных и горизонтальных напряжений

*Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Мех. деф. тв. тела. М., 1983. Т. 15. С. 817–821.
- Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П.* О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебно-научный центр". Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4. № 56. С. 41–58.
- Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
- Kühn D., Dahm T.* Numerical modelling of dyke interaction and its influence on oceanic crust formation // Tectonophysics. 2008. V. 447. No. 1-4. P. 53–65.
- Rivalta E., Taisne B., Bungler A.P. et al.* A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // Tectonophysics. 2015. V. 638. P. 1–42.
- Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НАДЛИТОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

*Мягков Д.С.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

Поиск всей совокупности сил, ответственных за движение литосферных плит, является важной задачей современной глобальной геодинамики. При изучении различных геодинамических факторов, ответственных за формирование надлитостатических напряжений в литосфере в последнее время уделяется много внимания уделяется форме подошвы литосферы как поверхности, чье текущее положение, за вычетом изостатической составляющей, связано с течениями в астеносфере и верхней мантии.

Помимо этого важнейшего фактора, можно привести целый ряд причин формирования аномального (надлитостатического) напряженного состояния континентальной коры, не связанному напрямую с глобальной тектоникой. Среди прочих, можно отметить формирование аномальных напряжений горизонтального сжатия за счет денудации, действие малых тангенциальных массовых сил и перестройка напряженного состояния, связанного с формированием крупной интрузии.

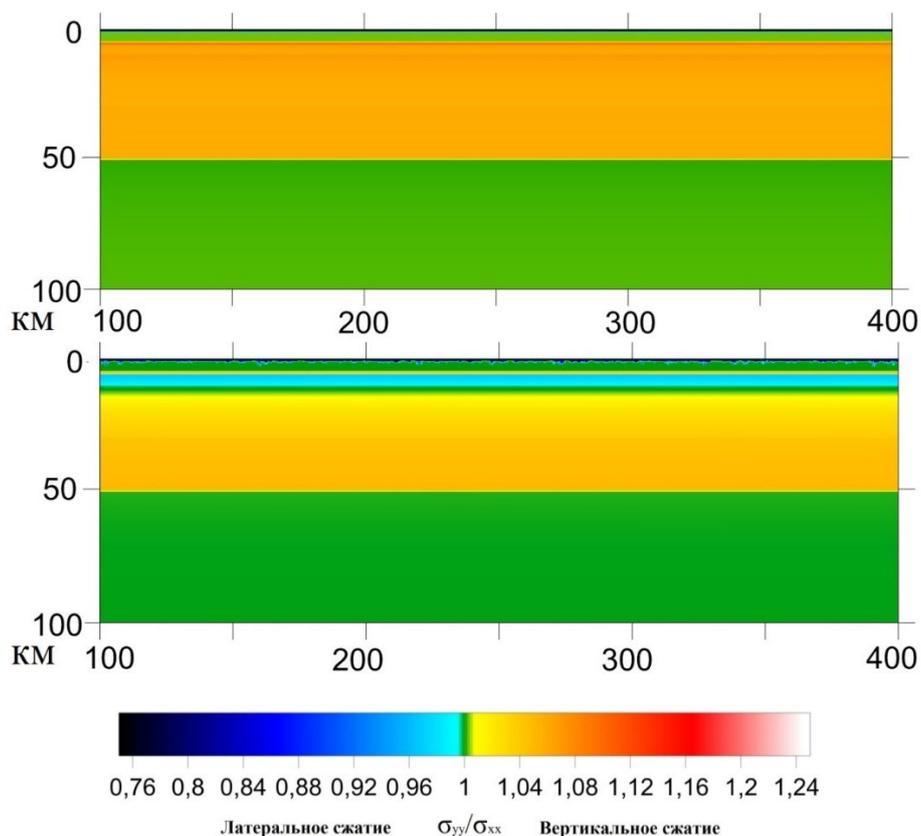
Исследование ведется методом численного моделирования. Созданы несколько моделей участков континентальной литосферы и один – субдукционной зоны, в которых вводятся денудационные (и, если требуется, аккумулятивные) процессы требуемой структуры. Для численного расчета используется конечно-разностная схема по методике Ю.П. Стефанова [Стефанов, 2005], которая представляет собой модифицированную для применения в задачах геомеханики схему Уилкинса [Wilkins, 1967]. В рамках данного подхода тела модели являются упруго-пластическими, причем используется специально адаптированных для геосреды неассоциированный закон пластического течения Друккера-Прагера-Николаевского [Николаевский, 1983].

Важнейшим фактором генерации надлитостатических напряжений нетектонической природы является экзогенный. В работе [Ребецкий, 2008] показано, что за счет денудации пород континентальной коры могут формироваться заметные по амплитуде надлитостатические напряжения горизонтального сжатия. Это связано с переходом вещества из закритического в упругое состояние в обстановке латерального стеснения. На *рисунке 1* показана перестройка напряженного состояния для континентальной коры при денудации 1 км.

В некоторых работах рассматривается отдельно вопрос о формировании тангенциальных сил на подошве мантии [Doglioni et al, 2015]. Одним из источников дополнительных напряжений в литосфере, не связанных непосредственно с мантийной конвекцией, можно также рассматривать влияние формы физической поверхности Земли (ФПЗ), а именно – дополнительные малые тангенциальные гравитационные силы, которые возникают в поле силы тяжести за счет отличия ФПЗ от поверхности геоида.

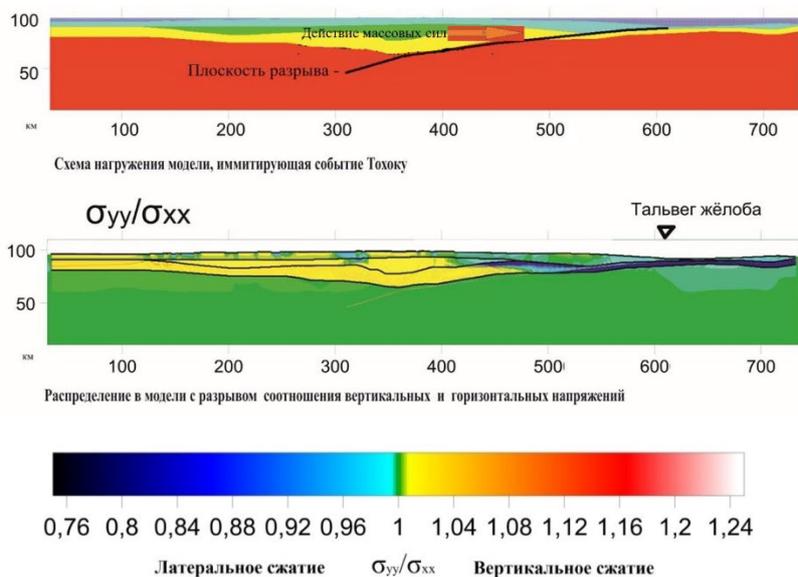
Показано, что тангенциальные массовые силы могут создавать достаточно существенные по амплитуде нормальные горизонтальные напряжения уровня 10 МПа и выше. В работе [Ребецкий, Мягков, 2020] обсуждается проблема того, что при интегрировании по глубине для литосферы в целом максимальные касательные

напряжения могут превышать значения в первые десятки доли МПа и, поэтому, рассматриваемые тангенциальные массовые силы могут являться самостоятельным источником движения плит. Для отдельных плит, таких как Амурская или Охотская, этот фактор особенно существенен. Данный фактор может рассматриваться в качестве одного из ключевых при создании геодинамических региональных моделей. На *рисунке 2* представлена модель перестройки напряженного состояния коры Японской зоны субдукции по профилю через Северное Хонсю, проходящему через очаговую зону землетрясения Тохоку (2011 г.). За счет одного только воздействия малых тангенциальных массовых сил удалось получить поле напряжений, достаточно хорошо соответствующее данным тектонофизических реконструкций.

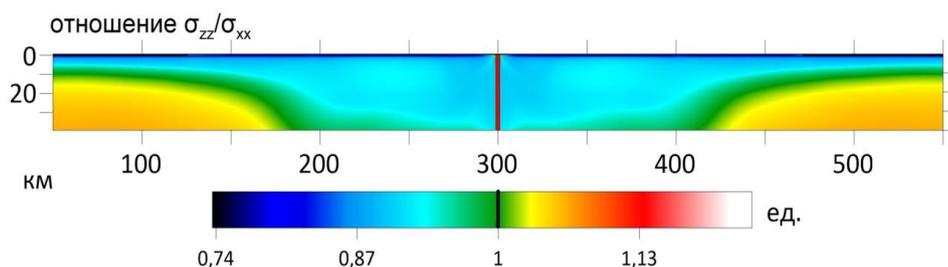


*Рис. 1. Отношение вертикальных и горизонтальных напряжений до и после активации краевого условия, имитирующего денудацию (амплитудой 1 км)*

Также одним из ключевых факторов является процесс, связанный с нагружением коры при формировании общекоровой интрузии по крупному магмопроводящему разлому. На *рисунке 3* представлен результат моделирования перестройки напряженного состояния однородной коры при внедрении интрузии по проходящему через всю кору вертикальному разлому. Напряжения, связанные с проникновением интрузии, способны перевести континентальную кору из состояния вертикального сжатия к горизонтальному на расстоянии свыше 100 км от тела интрузии и сгенерировать нормальные напряжения горизонтального сжатия до первых сотен МПа в момент формирования интрузии. Далее эти напряжения частично релаксируют, но продолжают действовать в коре близ интрузии.



**Рис. 2.** Общая схема модели и отношение вертикальных и горизонтальных напряжений до и после нагружения модели Японской зоны субдукции (событие Тохоку) малыми тангенциальными массовыми силами



**Рис. 3.** Отношение вертикальных и горизонтальных напряжений после перестойки напряженного состояния континентальной коры, связанного с формированием общекоровой интрузии по магмопроводящему разлому

*Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Мех. деф. тв. тела. М., 1983. Т. 15. С. 817–821.
- Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л., Мягков Д.С. Генезис тангенциальных массовых сил в литосферных плитах и их роль в геодинамике // Вестник КРАУНЦ. 2020. № 3. С. 88–97.
- Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
- Doglioni C., Panza G. Polarized Plate Tectonics // Advances in Geophysics. 2015. V. 56. P. 1–167.
- Wilkins M.L. Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

## СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЯМ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ 2D ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Мягков Д.С.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

e-mail: [dsm@ifz.ru](mailto:dsm@ifz.ru)

В рамках исследования были созданы численные геодинамические модели формирования напряженно-деформированного состояния литосферы Фенноскандии. Основной целью является воссоздание напряженного состояния, полученного из природных данных. Последние имеются в виде тектонофизических реконструкций напряженного современного напряженного состояния, полученных в результате обработки сейсмологических данных, с ними будут сопоставляться результаты моделирования. Моделируя формирование напряженно-деформированного состояния литосферы под влиянием различных геодинамических процессов, будут выявлены те, чье воздействие сформировало напряженное состояние региона. Полученные распределения напряжений в литосфере планируется использовать как дополнительный материал при интерпретации геофизических данных.

Общая структура модели будет формироваться на основе имеющихся геофизических данных: сейсмических, геолектрических разрезов, данных грави- и магниторазведки, термических (рис. 1) [Glaznev, 2003].

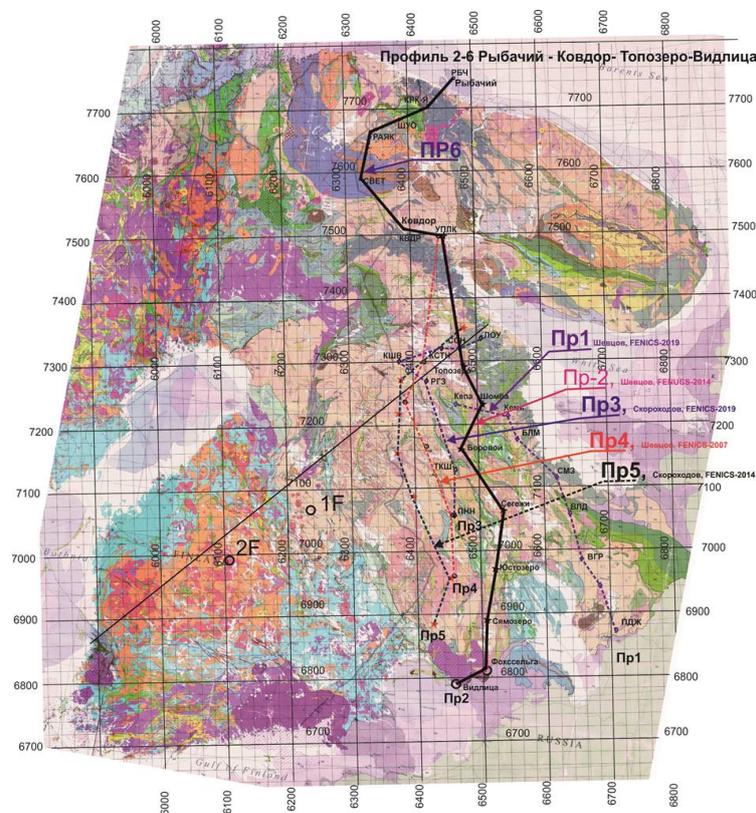


Рис. 1. Расположение изучаемых профилей на геологической карте Восточной Фенноскандии

Земная кора в моделях разбита на три основных структурных элемента: гранитно-метаморфический слой верхней коры, гранулит-базитовых и отдельно выделенный переходный слой нижней коры. Отдельным элементом вводится мантийная литосфера. В рамках каждого структурного элемента будут вводиться локальные неоднородности упруго-прочностных свойств. Плотности слоев подбираются по регрессионным соотношениям и гравиметрическим данным. После построения сейсмо-плотностной модели, планируется создание цифровой упруго-пластической модели среды, в которую, помимо данных сейсмо-плотностной модели, будут добавлены прочностные параметры среды. Также модель будет разбита по сетке в цифровой среде для дальнейшего численного моделирования в авторской программной среде на языке fortran.

Моделирование проводится по методике, разработанной Уилкинсом для исследования упругопластических тел [Wilkins, 1975] и усовершенствованной Ю.П. Стефановым [Стефанов, 2005] для применения в геомеханике. Применяется численная явная конечно-разностная схема. Задача решается в постановке механики сплошных сред и в двумерном виде (тип напряженного состояния – плоская деформация, промежуточная ось главного напряжения всегда перпендикулярна плоскости профиля). Для описания пластических свойств среды используется закон пластического течения Друкера-Прагера-Николаевского [Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1972].

В качестве основных геодинамических источников воздействия в нашей работе к рассмотрению предполагаются наиболее классические: воздействие мелкомасштабной термо-гравитационной конвекции и результат давления со стороны зоны спрединга (следствие плей-тектонических процессов, формирующихся под действием общемантийной конвекции). Дополнительно будет рассмотрен экзогенный (в противовес предыдущим эндогенным) эрозионный источник воздействия. Отдельно отметим, что эрозионное воздействие рассматривается как активное, способное генерировать аномальные напряжения горизонтального сжатия, механизм формирования которых был описан в работе [Ребецкий, 2008; Ребецкий и др., 2017]. Этот фактор планируется рассматривать как самостоятельный, наряду с давлением со стороны зоны спрединга и прочими.

Результаты моделирования (рис. 2) сравниваются с результатами тектонофизических реконструкций напряженного состояния для региона. Вышеописанный подход был апробирован в работах по данному и другим регионам, пример его использования дан в статье [Ребецкий и др., 2018]. Помимо этого, результаты моделирования включают в себя информацию о накопленных необратимых пластических деформациях, связанных с геомеханическим состоянием среды, которые сопоставляются с данными геоэлектрических разрезов. Пример геоэлектрического разреза приведен на рисунке 3 [Shevtsov et al, 2022].

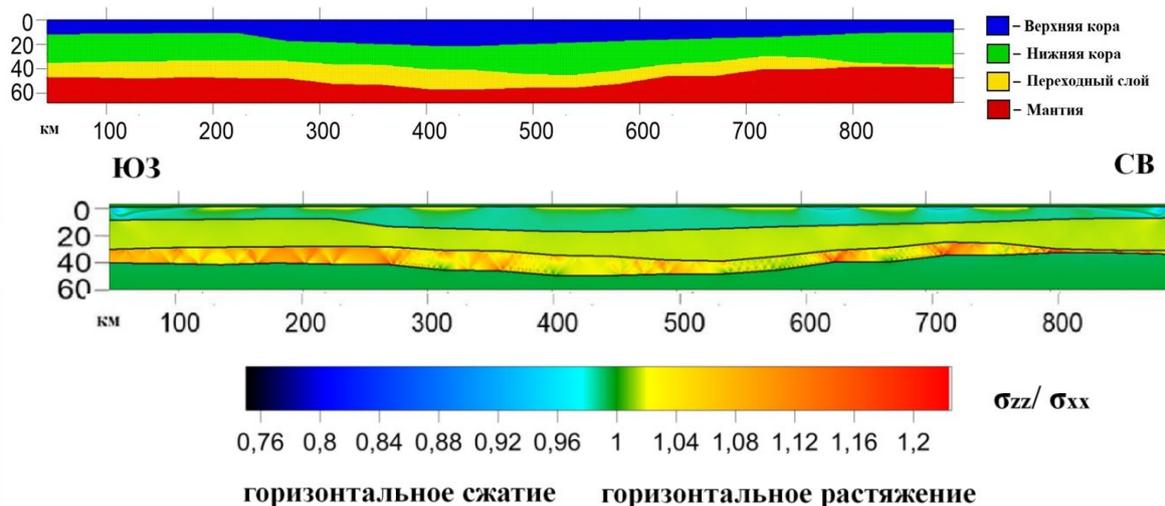


Рис. 2. Общая схема модели вдоль профиля SVEKA (а) и отношение вертикальных и горизонтальных напряжений после активации краевого условия, имитирующего давление со стороны оси спрединга

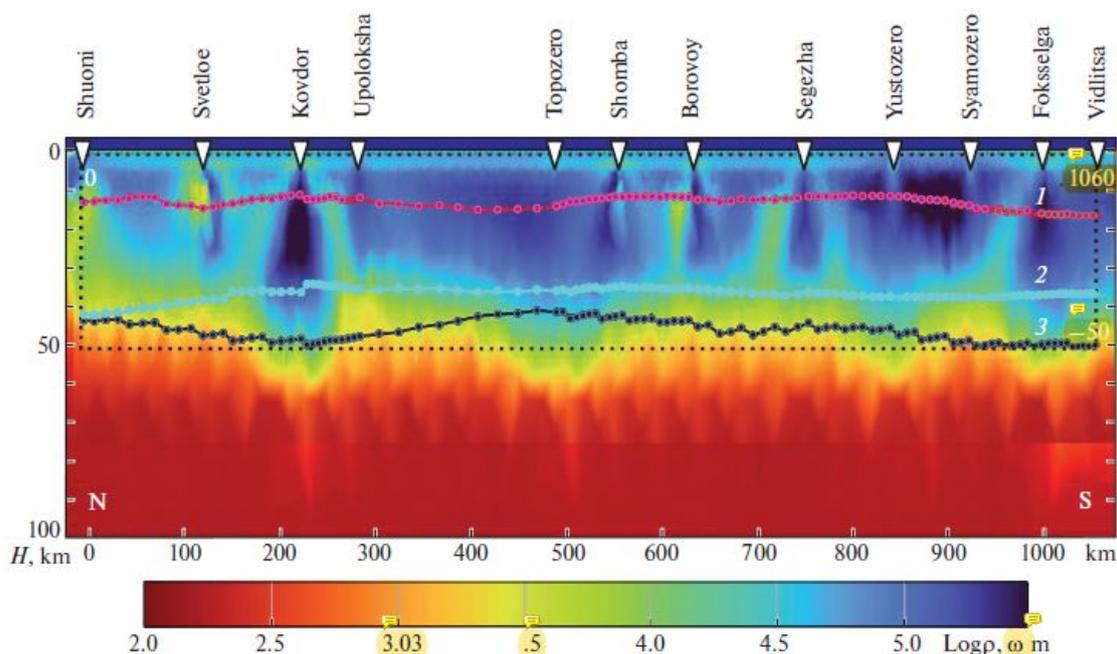


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по пр. 2-6 из работы [Shevtsov et al, 2022]

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 22-17-00208.

#### ЛИТЕРАТУРА

Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 166–177.

Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР. 1972. Т. 6. С. 5–85.

*Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263–280.

*Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.

*Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С.* и др. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.

*Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

*Glaznev V.N.* Complex geophysical models of a lithosphere of the Fennoscandian. Apatity: КаеМ, 2003. 252 p.

*Shevtsov A.N., Hannibal A.E., Korotkov T.G.* et al. Results of 2d Inversion of Data from Deep Electromagnetic Probing with Industrial Power Lines (Fenics Experiment) // Seismic Instruments. 2022. V. 58. No. 2. P. 306–314.

*Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

## ОПЫТ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА ИНТРУЗИИ ВЯЛИМЯКИ

*Холодков К.И.<sup>1</sup>, Передерин Ф.В.<sup>1</sup>, Дьяков В.В.<sup>2</sup>, Мокров Д.К.<sup>1</sup>, Алешин И.М.<sup>1,2</sup>, Щербаков В.М.<sup>1,3</sup>*

<sup>1</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Московский государственный университет геодезии и картографии, Москва, Россия*

*e-mail: [keir@ifz.ru](mailto:keir@ifz.ru), [crash@ifz.ru](mailto:crash@ifz.ru)*

В июле 2023 году экспедиционная группа лаборатории геоинформатики ИФЗ РАН совместно с Геофизическим центром РАН проводила работы на части Вялимякского интрузивного комплекса в Северном Приладожье. Целью экспедиции было установление границы интрузии посредством аэромагнитной съемки, а также картирование геомагнитных аномалий в районе интрузии. Один из способов аэромагнитных измерений с применением беспилотного воздушного судна (БВС) подразумевает выполнение измерений с огибанием рельефа — соблюдением фиксированной истинной высоты (над поверхностью) полета аэромагнитомтера [Алешин и др., 2019, Новиков и др., 2023]. Так как БВС не имеет возможности достоверно получить информацию о своей истинной высоте полет осуществляется по точкам, абсолютная высота которых задана заранее. Для задания этих точек требуются знания о поверхности района исследований — цифровая модель местности. Доступные региональные и глобальные модели часто не имеют достаточного разрешения и не учитывают недавних изменений, в основном — роста деревьев. Поэтому потребовались дополнительные работы по получению актуальной модели поверхности — цифровой модели местности (ЦММ).

Для получения ЦММ мы выполнили серию вылетов с использованием БВС Геоскан 101 и обработали полученные материалы при помощи Agisoft Metashape. В то время, как методически получение материала и обработка при помощи ПО фотограмметрии не представляло особой сложности (помимо объема материалов), то эксплуатация Геоскан 101 в данной местности представляло собой сложность, несмотря на то что для выполнения полетов заранее были подготовлены полетные задания (ПЗ). Задания включает в себя места взлета и посадки, подобранные по картам из открытых источников, точки ожидания и перечень точек, которые должен пройти БВС в определенной последовательности для получения материала. Эти точки образуют прямые траектории расположенных параллельно другу другу в горизонтальной плоскости. Расстояние между ними продиктовано выдерживанием заданных продольного и поперечного перекрытия фотоснимков: 70 и 50 процентов соответственно. Очевидно, что перед осуществлением полетов задание корректируется на местности. Это неизбежно, так как, например, в большинстве случаев невозможно заранее точно указать фактическое положение площадки взлета и посадки. Кроме этого, заранее затруднительно учесть наличие ЛЭП, мачт освещения и связи, отдельно стоящих высоких деревьев, а также направление ветра и локальные особенности рельефа.

Взлет и посадка в рамках самой интрузии невозможна из-за сильной расчлененности рельефа и залесенности местности. Больших сельскохозяйственных полей рядом с интрузией не было. Мы воспользовались местом вырубки в 1,5 км от

восточной границы исследуемого участка (*рис. 1, XI*), однако и он подходил для безопасной эксплуатации только при определенном направлении ветра. Кроме этого, имея станцию управления в низине, поддержание постоянной связи с бортом так же представляло определенную сложность. Предварительная подготовка производилась в соответствии с Руководством по производству полетов ИФЗ РАН. Произведена оценка предполагаемых погодных условий, включая высоту облачности и вероятность осадков. При планировании использовалась аэронавигационная информация из Системы предоставления планов полетов по сети Интернет и телефонной сети (<https://sppi.ivprf.ru/>).

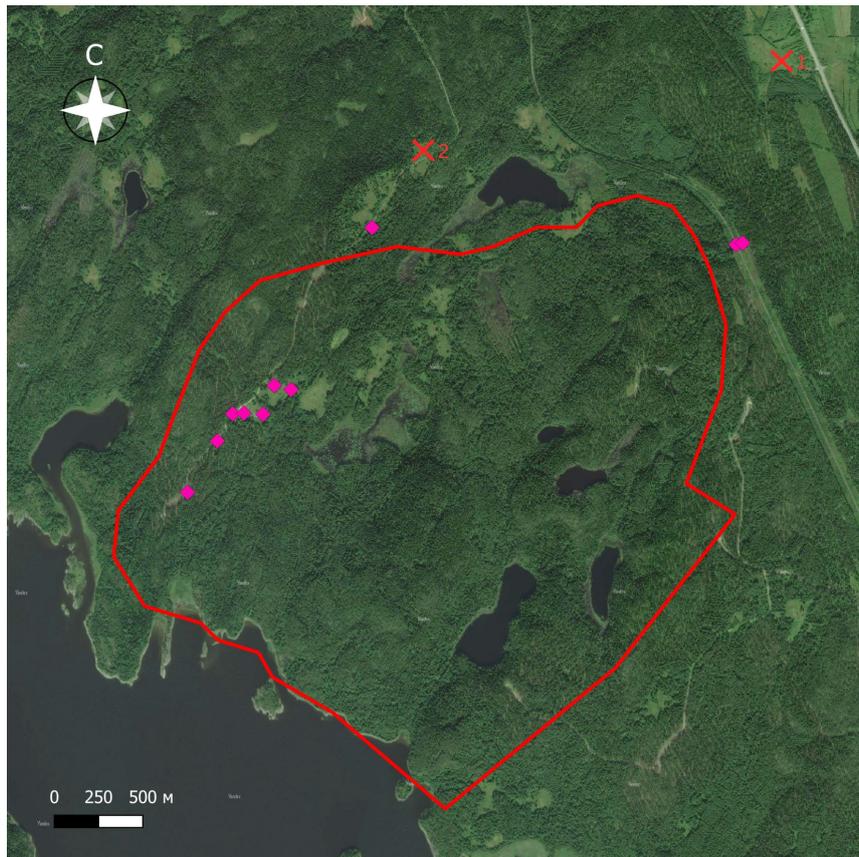
Площадь аэрофотосъемки части Вялимякской интрузии составила ~12 км<sup>2</sup>. Изначально планировалось проводить съемку с целевым превышением 700 метров, чтобы получилось разрешение 9 см/пикс и сделать 2 вылета. Из-за ограничений по высоте, введенных региональным центром Госкорпорации по ОрВД (РЦ), мы были вынуждены проводить АФС с целевым превышением 280 метров (3,6 см/пикс). Данная корректировка повлияла на количество вылетов и продолжительность проведения работ. Всего было выполнено 6 вылетов. Погодные условия также внесли поправку в проведение работ, поэтому 6 вылетов заняли 2 рабочих дня. Отметим, что мы осуществляли АФС данной местности в два этапа. На первом этапе площадная съемка проводится в одном направлении (*рис. 2а*), на втором — перпендикулярно направлению пролетов первого этапа (*рис. 2б*). Данная методика обеспечивает максимальное перекрытие снимаемой площади и позволяет получить более детальный ортофотоплан залесенной местности. Во всех случаях проводится надирная съемка. Из-за переменных погодных условий мы выполняли полетные задания таким образом, чтобы уменьшить время возвращения борта на случай резкого ухудшения погоды. Таким образом, в первый день мы выполнили полетные задания №1, №2 и №4 (*рис. 3а*), а во второй — №3, №5 и №6 (*рис. 3б*).

Для улучшения пространственной точности полученной модели были использованы данные опорной станции на базе ГНСС-приемника OC113 от Orient Systems, которая была развернута в районе проведения работ.

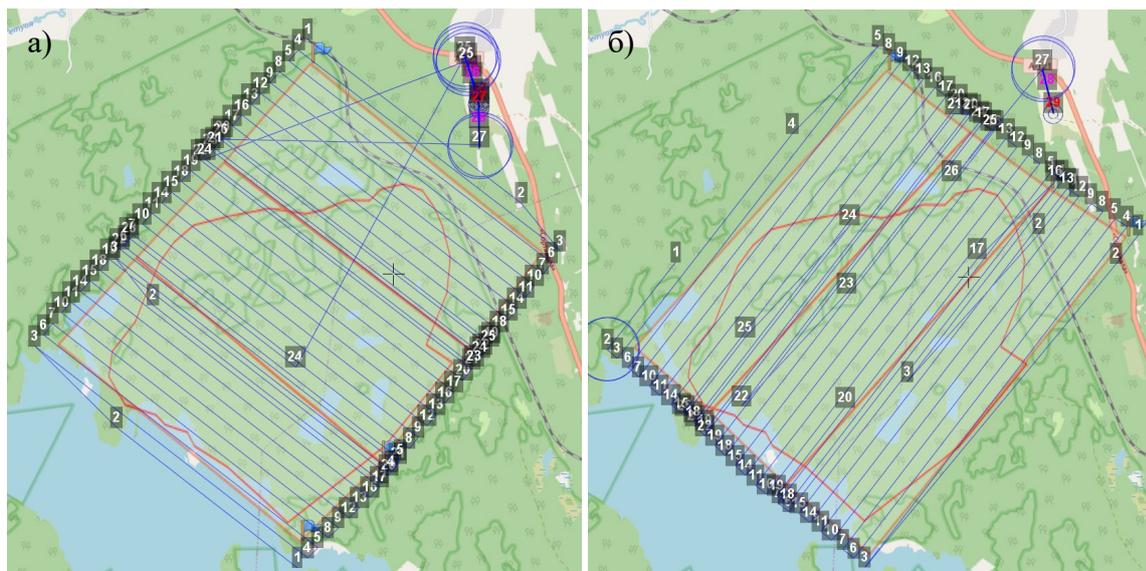
По результатам была получена ЦММ (*рис. 4б*), которая была использована для подготовки полетных заданий для аэромагнитной съемки с применением Геоскан-401. Отметим, что интрузия практически не имеет плоских незалесенных поверхностей, поиск точки взлета и посадки занял ощутимое время. К сожалению, выполнить аэромагнитную съемку не удалось из-за отказа оборудования. Поисковые мероприятия заняли 6 часов, ключевую роль сыграл тот факт, что связь с бортом была восстановлена при приближении к точке падения.

По результатам проведенных работ получена цифровая модель местности и цифровая модель рельефа Вялимякской интрузии (*рис. 4а*). Анализ ЦМР геоморфологическими методами позволило определить направленность неотектонических движений.

Коллектив продолжит исследование этой интрузии в будущем. Будут получены данные оставшейся части интрузии, а также о. Мякисало, который также входит в интрузивный комплекс.



*Рис. 1. Схема позиций взлета и посадки Геоскан 101 (крест 1), Геоскан 401 (крест 2), а также позиции опознавательных знаков (ромб). Сплошной красной границей отмечена граница района проведения работ*



*Рис. 2. Полетные задания для Геоскан 101*

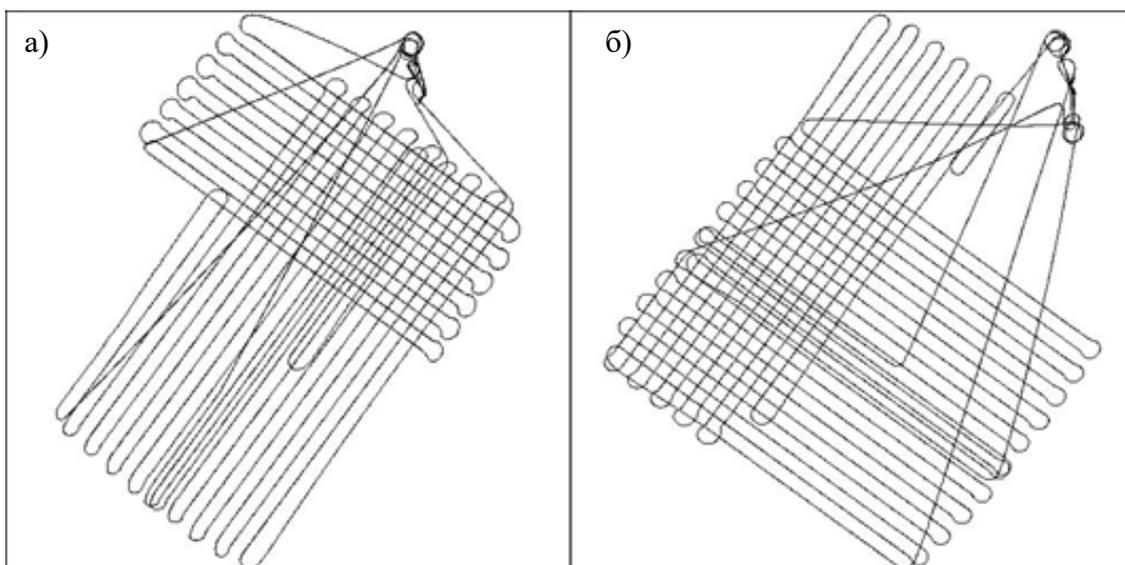


Рис. 3. Схема полета Геоскан 101

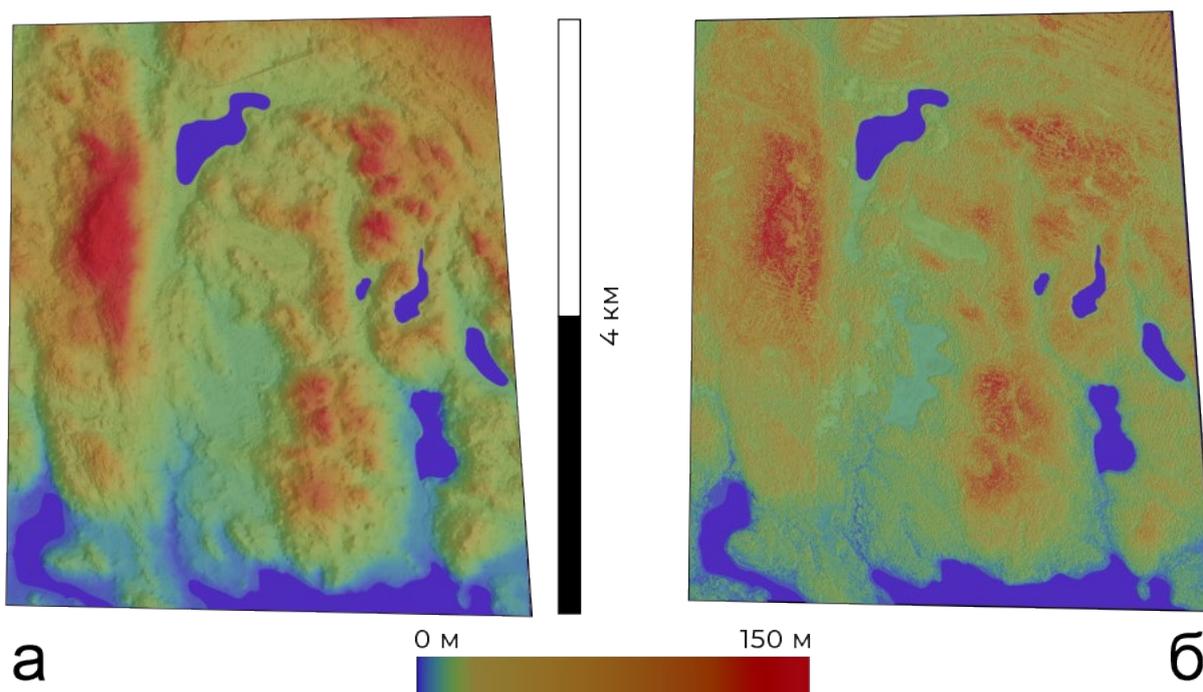


Рис. 4. Цифровая модель рельефа (а) и цифровая модель местности (б)

Работа выполнена в рамках государственных заданий № 075-01030-23-00 Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и № 075-01349-23-00 Геофизического центра РАН, утвержденных Минобрнауки России

#### ЛИТЕРАТУРА

Алешин И.М., Соловьев А.А., Алешин М.И. и др. Перспективы использования беспилотных летательных аппаратов в геомагнитных исследованиях // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98. № 3. С. 32-48.

ГОСТ Р 59328 — 2021. Аэрофотосъемка топографическая. Технические требования. Национальный стандарт Российской Федерации. Федеральное агентство по техническому регулированию и метрологии. М.: Стандартинформ, 2021. 45 с.

*Новиков К.В., Абрамов В.Ю., Иванов А.А. и др. Магниторазведка. М.: РУДН, 2023. 205 с.*

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА

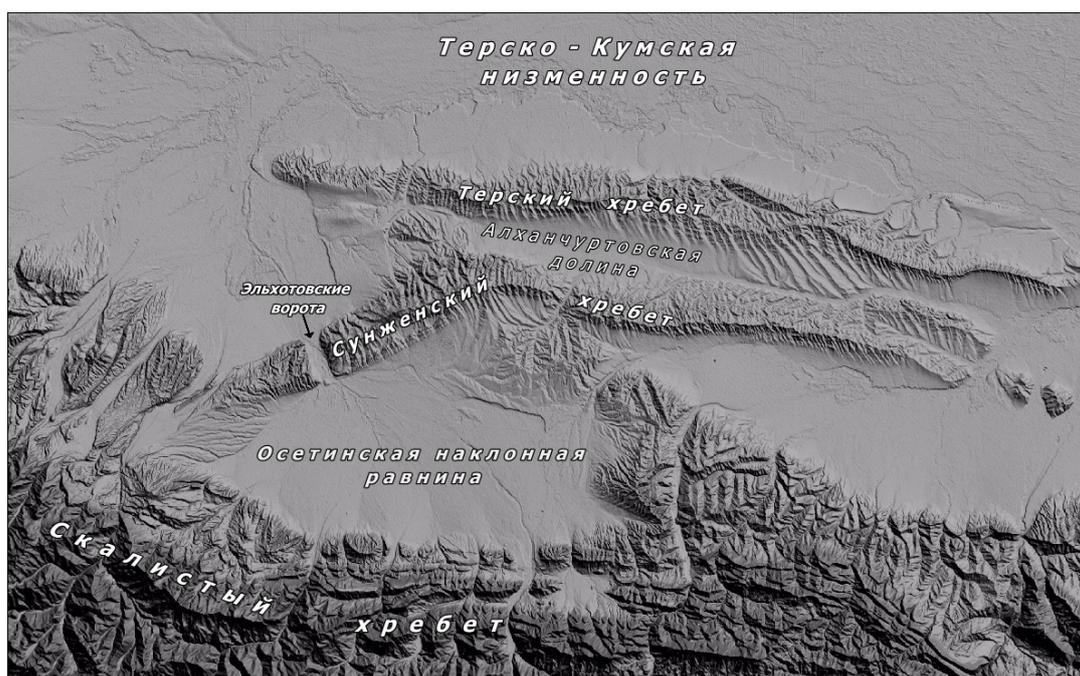
### АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА СУНЖЕНСКОГО ХРЕБТА

*Андреева Н.В., Овсяченко А.Н., Кошевой Н.Г.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

[znv@ifz.ru](mailto:znv@ifz.ru)

Сунженская антиклиналь является одним из передовых хребтов горной цепи Восточного Предкавказья (*рис. 1*). Этот невысокий хребет сложен неоген-четвертичными отложениями и представляет собой цепь антиклинальных складок, рост которых прослеживается с позднего миоцена [*Милановский, 1968*]. Орорафическими особенностями Сунженского хребта являются: асимметрия склонов (меньшая крутизна, большая протяженность и изрезанность овражно-балочной сетью северного макросклона), пологость и сглаженность вершин, широкие седловины, убывание высоты в восточном направлении. На западе его максимальные гипсометрические отметки варьируют в диапазоне 817-872 м, а на востоке они не превышают 280 м [*Ваганова, 2018*].



*Рис. 1. Расположение и рельеф Сунженского хребта*

С целью проследить темпы тектонических деформаций, нами были исследованы террасы реки Терек в Эльхотовских воротах, на antecedentном участке долины, прорезающей хребет в западной части Сунженского хребта. Долина Терека в этом месте сильно сужается. Река течет вкост простирания складки, южное крыло которой имеет пологий наклон (10—20°), а северное – крутой (до 40°). Ввиду того, что левый склон не имеет обнажений, террасы прослеживались преимущественно по правому берегу (*рис. 2, 3*). На данном участке кроме поймы здесь прослеживаются 4 надпойменные террасы (*рис. 4*).

Все террасы аккумулятивные. Поверхность некоторых террас местами распахана и занята полями и огородами.

Все выделенные террасы к осевой части хребта плавно повышают свои высоты относительно русла, что свидетельствует об общем сводовом поднятии (рис. 4).



Рис. 2. Общий вид на террасы правого борта долины Терека в районе Эльхотовских ворот



Рис. 3. Фотографии террас в правом борту Терека

В средней части хребта террасы тектонически нарушены предположительно левосдвиговым дизъюнктивом. Таким образом в юго-восточной части ворот террасы завышены относительно северо-западной части. Это нарушение также отчетливо прослеживается при анализе цифровой модели рельефа, и выражено смещением поймы (рис. 5)

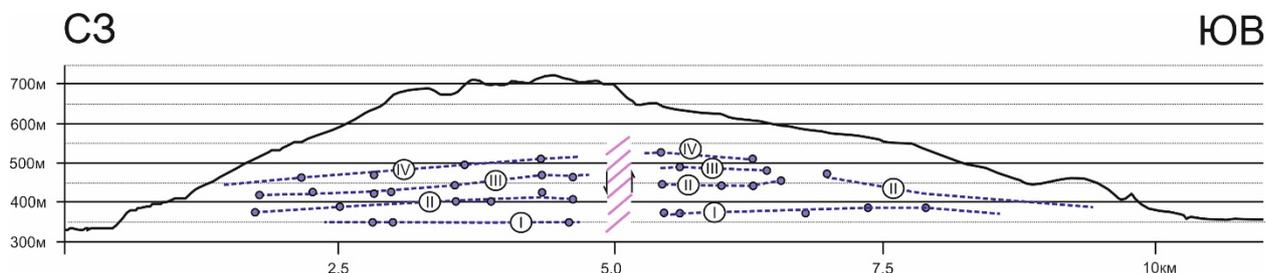


Рис. 4. Профиль террас долины Терека в районе Эльхотовских ворот. Розовой штриховкой обозначен предполагаемый сдвиг

Так первая терраса наблюдается на всём протяжении разреза. В С-З части она горизонтально протягивается на абсолютной высоте 350 м, а после предполагаемого

тектонического нарушения более поднята и прослеживается на высотах 375-380 м, полого опускаясь в северном направлении.

Вторая терраса в СЗ части имеет абсолютные отметки в 375 м, плавно повышаясь к осевой части до высот 400-410 м. За дизъюнктивом, в ЮВ части высоты этой террасы варьируют от 400 до 480 м.

Третья терраса имеет абсолютные высоты 410 – 465 в СЗ части и 480-490 в ЮВ, где она прослеживается не везде, а только ближе к центральной части. Мощность и наклон, как и у второй террасы увеличивается ближе к оси складки.

Четвертая терраса прослеживается на высотах 450-500 в СЗ части и 500-520 в ЮВ. Она имеет чуть более пологий наклон, чем вторая и третья террасы, при этом мощность сохраняется одинаковой как на крыльях, так и в осевой части.

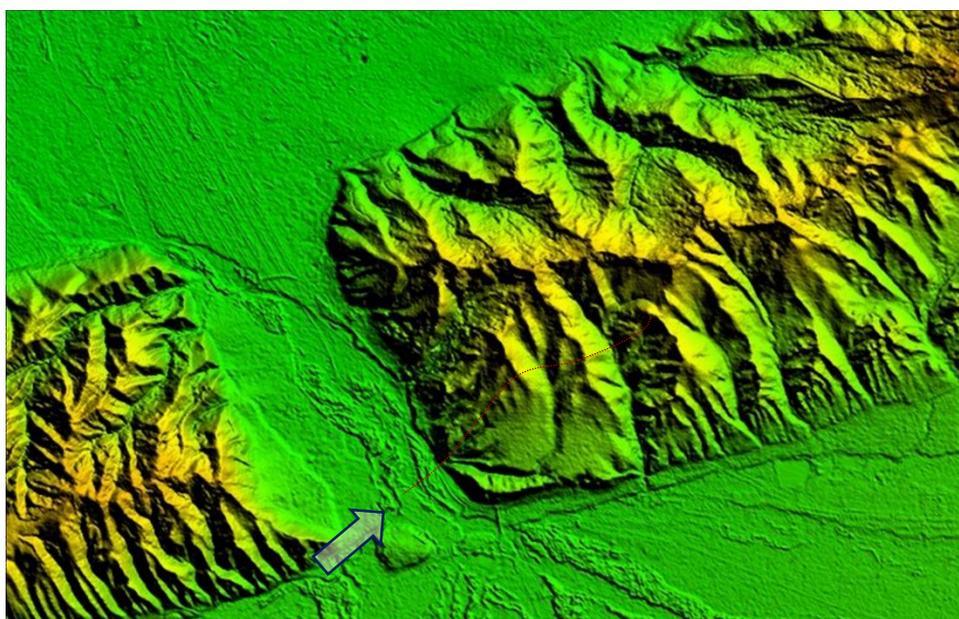


Рис. 5. Смещение поймы и предполагаемое левоздвиговое нарушение на цифровой модели рельефа

Отмеченные нами террасы имеют хорошее соответствие с террасами III — V, выделенными В. И. Громовым и В. А. Хохловкиной [Громов, 1940] на участке между Дарг-Кохом и Эльхотово, где авторы выделяют пять террас, I высотой 7 м; II — 12—13 м; III — 30—35 м; IV—90—120 и V — около 165 м над уровнем р. Терека. I надпойменная терраса, которой нет соответствия в наших материалах наблюдалась В. И. Громовым и В. А. Хохловкиной только при выходе из ущелья р. Терека, т. е. в северной его части.

В западной части Сунженского хребта, северной части Осетинской впадины и в Назрановском районе Е.В. Белуженко [Белуженко и др., 2006] выделена эльхотовская свита (названа по пос. Эльхотово), залегающая несогласно на породах назрановской свиты. Эта свита близка по возрасту с распространённой в южной части Осетинской впадины, но отличается менее грубым составом, преобладанием песков и глин, отсутствием крупных глыб и валунов и более окатанным и сортированным обломочным материалом. Западнее Эльхотовских ворот, на водоразделе Урух–Терек, свита подразделяется на три подсвиты – нижне-, средне- и верхнеэльхотовские подсвиты. Две нижние подсвиты предположительно акчагыльского возраста, а верхняя – эоплейстоценового [Стеклов, 1966].

Аллювиальные отложения пойм I-ой и II-ой надпойменных террас имеют место во всех долинах Северного Кавказа, кроме участков прорыва в горных районах [Ольховский, Тибилев, 1998]. Абсолютные возраста первой и второй надпойменных террас Терека в корреляционной схеме А.В. Кожевникова (1989г.) с дополнениями Г.П. Ольховского соответствуют верхнему Вюрму - голоцену (Вюрм 3 – af Q<sub>IV</sub><sup>1-2</sup>). Для третьей и четвертой террас в той же схеме определяется верхнеплейстоценовый возраст – Вюрм 2 (agQ<sub>III</sub><sup>2</sup>).

В работе [Милановский, Короновский, 1964] первые террасы Терека определяются верхнеплейстоценовым возрастом, и только пойменный аллювий голоценовым. Возраст низких террас Терека рассматривается так же в работе М.Ю. Никитина и Г.А. Белякова (1994), где они так же отнесены к верхнему плейстоцену – голоцену. Анализ имеющихся данных о возрасте и составе отложений позволил отнести террасы к верхнеэльхотовской подсвите, подразделив при этом на голоценово-верхнеплейстоценовые (голоценово-Верхневалдайские) и верхнеплейстоценовые (Средневалдайские).

По методике Несмеянова (1971) были рассчитаны данные об амплитудах этапных поднятий (таблица). Суммарная амплитуда деформации для Сунженской антиклинали достигает 303 м. По соотношению этой величины с длительностью отрезков времени вычислена скорость поднятия. Ввиду недостаточной информации, чтобы разделить возраст террас более детально, скорость получена по деформации совместно I - II и III - IV террас. Таким образом были получены скорости: 3,6 мм/год по III и IV террасам и 2,25 мм/год по I и II. Отсюда можно сделать вывод, что скорость роста на этапе формирования первой и второй террас снизилась. Анализ таблицы показывает, что амплитуда поднятия третьей террасы вдвое больше амплитуды четвертой, давая возможность предположить, что скорость роста Сунженского хребта была максимальной во время образования третьего террасового уровня, постепенно снижаясь к настоящему этапу.

Таблица. Амплитуда и скорости поднятий Сунженского хребта

индекс	продолжительность (тыс.лет)	Амплитуда поднятия, м		скорость, мм/год
QIII <sub>3</sub> – QIV	23	24,8 (I)	51,8	2,25
		27(II)		
QIII <sub>2</sub>	27	64,9(III)	97,3	3,6
		32,4(IV)		
<b>А сум.</b>		303		
<b>Абсолютная отметка русла</b>		327		
<b>D сум.</b>		280		

Таким образом дистанционное и полевое изучение участка Сунженского хребта в районе Эльхотовских ворот в совокупности с литературными данными позволило сделать предварительные оценки скоростей вертикальных тектонических деформаций в позднем плейстоцене – голоцене, что имеет прямое практическое приложение в ранжировании структур в исследованиях сейсмической опасности.

## ЛИТЕРАТУРА

*Белуженко Е.В.* Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена–эоплейстоцена Западного Предкавказья: Автореф. дис. канд. геол.мин. наук. М.: МГУ, 2006. 24 с.

*Ваганова А.Б.* Геолого-геоморфологическая характеристика предгорных районов Чеченской Республики // Материалы Всероссийской конференции «Образование России и актуальные вопросы современной науки». Пенза, 2017 С. 51–56.

*Громов В.И.* Материалы к изучению террас р. Терека между городом Орджоникидзе и Моздоком. Труды ИГН, вып. 33 геолог, сер. (№ 10)

*Кожевников А.В.* Антропоген орогенных областей Центральной Евразии (стратиграфия, межрегиональные корреляции). МГУ, М., 1989.

*Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

*Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. № 6. С. 57-86.

*Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области: (На примере Зап. Ферганы и ее горного обрамления). - Москва: Недра, 1971. 141 с.

*Ольховский Г.П., Тибилев С.М.* Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50 000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии: отчет, 1998. // Фонды УПР МПР РФ по РСО – А. 578 с. 47 прил.

*Стеклов А.А.* Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 262 с.

## СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ СИЛЬНОГО ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНЕ ТОЛБОНУРСКОГО РАЗЛОМА (АЛТАЙ)

*Деев Е.В.<sup>1,2</sup>, Сафронов О.В.<sup>1,2</sup>, Садур А.Е.<sup>1,2</sup>, Энтин А.Л.<sup>1,3</sup>*

<sup>1</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

<sup>2</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [deev1@yandex.ru](mailto:deev1@yandex.ru)*

Толбонурский разлом – одна из ключевых региональных структур Алтайского орогена. Активный разлом СЗ ориентировки, заложенный еще в палеозое, прослеживается в неотектонической структуре Монгольского и Горного Алтая на расстоянии 500 км. На стыке Чуйской впадины и хребта Сайлюгем, в долинах рек Чаган-Бургазы и Саржематы (Юго-Восточный Алтай), вдоль одной из ветвей Толбонурского разлома, нами выявлена и детально изучена ранее неизвестная система поверхностных разрывов. Входящие в систему разрывов трещины растяжения, валы выжимания и разломные уступы прослежены на расстоянии 22 км. При этом поднятым на разных участках может быть как ЮЗ, так и СВ крыло разлома. Полевые измерения параметров разрывов и анализ ортофотопланов и цифровых моделей рельефа, полученных при обработке съемки с БПЛА, позволили установить значения горизонтальной и вертикальной составляющих сейсмогенной подвижки: 7 м и 3.3 м соответственно. Характер смещений эрозионных бортов временных и постоянных водотоков и СВ ориентировка трещин растяжения указывают на правостороннее сдвиговое перемещение. Для выявления количества и возраста сформировавших разрывы палеоземлетрясений пройдено три траншеи в разных частях зоны поверхностных разрывов. Во всех траншеях зафиксированы следы одного палеособытия. Первые результаты радиоуглеродного датирования показали, что оно произошло около 3.4 тыс. л.н. Следовательно, оцененные величины смещений позволяют оценить Mw землетрясения в 7.3, т.е. палеоземлетрясение по своим параметрам было сопоставимо с Чуйским землетрясением 27.09.2003 г. Нами была построена модель распределения изосейст палеоземлетрясения.

Однако, протяженность поверхностных разрывов в 22 км не очень хорошо коррелируется с Mw=7.3. В полевой сезон 2023 г. мы попытались найти возможное продолжение зоны поверхностных разрывов на территории Монгольского Алтая. В бассейне р. Бор-Бургасны нами была выявлена система поверхностных разрывов протяженностью 11 км. Морфоструктурный ансамбль, включающий трещины растяжения, валы выжимания и разломные уступы явно указывает правосдвиговую компоненту смещений при сейсмогенной подвижке. При этом на большей части системы поднятым, с величиной вертикального отступа до 4 м, оказалось СВ крыло разлома. И только на самом северо-западе поднятым становится его ЮЗ крыло. В траншее, пройденной через крупную трещину растяжения, выявлена система сбросов, отвечающая единичной сейсмогенной подвижке, а отобранная серия образцов на радиоуглеродное определение радиометрического возраста, позволит установить возраст палеособытия. Если его возраст совпадет с возрастом палеоземлетрясения, сформировавшего первичные сейсмодислокации в долинах рр. Саржематы и Чаган-

Бургазы, то общая длина системы поверхностных разрывов, затухающих с ЮВ на СЗ, составит около 55 км. Использование такого значения протяженности разрывов дает оценку  $M_w$  палеособытия 7.1, что хорошо коррелируется с оценкой магнитуды 7.3, выполненной по результатам исследований в Горном Алтае.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 21-17-00058.*

## АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ 6 ФЕВРАЛЯ 2023 ГОДА И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Захаров В.С., Симонов Д.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: [zakharov@geol.msu.ru](mailto:zakharov@geol.msu.ru), [dsim\\_0@mail.ru](mailto:dsim_0@mail.ru)

### Введение

6 февраля 2023 года на юго-востоке Турции, в Восточно-Анатолийской разломной зоне в районе г. Газеантеп произошло катастрофическое землетрясение с  $M=7.8$ , а через 9 часов в районе разлома Чардак произошло второе сильное землетрясение с  $M7.5$  (*рис. 1*) [*European-Mediterranean...*, 2023; *Hancilar et al.*, 2023; *Lekkas et al.*, 2023; *National...*, 2023]. Анализ данных землетрясений, а также связанных с ними процессов дает уникальную возможность для уточнения современной геодинамики региона и механизма взаимодействия тектонических плит.

Цель работы – на основании анализа сейсмического режима в районе катастрофических землетрясений 6 февраля 2023 года в Юго-Восточной Турции уточнить тектонику и геодинамику региона.

### Материалы и методы

Анализ проводился на основании каталогов землетрясений EMSC-CSEM [*European-Mediterranean...*, 2023] и NEIC USGS [*National...*, 2023], параметров косейсмических смещений [*European-Mediterranean...*, 2023], информации о скоростях смещения опорных ГНСС станций постоянного наблюдения сети RTK Турции (CORS-TR) [*Özdemir*, 2018; *Özdemir, Karshoğlu*, 2019; *Continuously...*2023], и других данных открытого доступа.

### Сейсмический режим

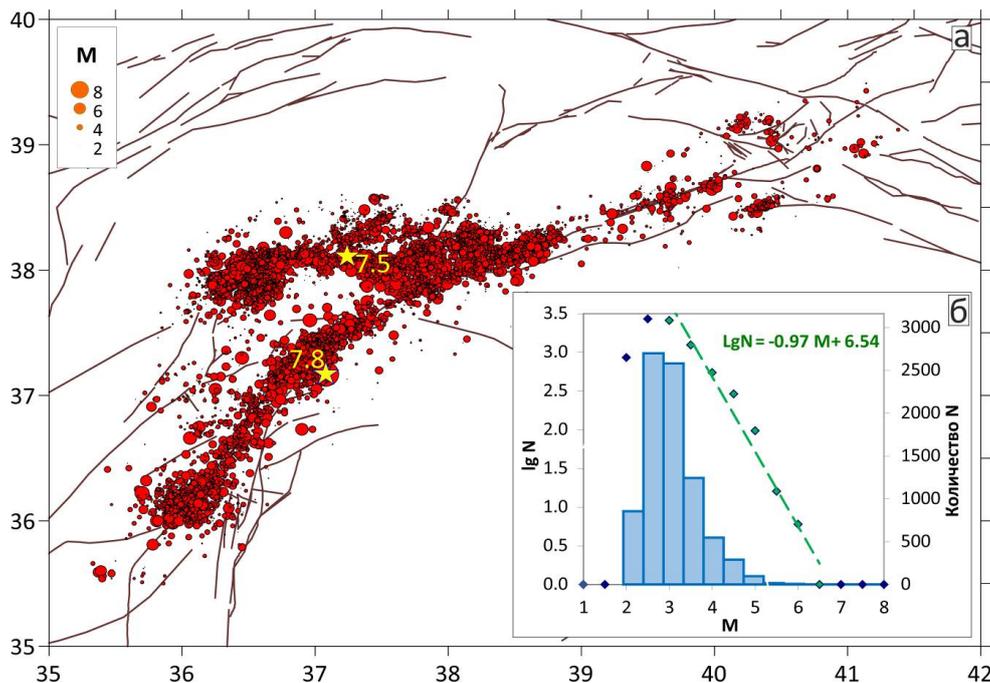
Район исследований характеризуется повышенной сейсмичностью [*Duman, Emre*, 2013; *Duman et al.*, 2018]. Данные по исторической сейсмичности за последние 2000 лет свидетельствуют, что здесь было более 25 землетрясений, магнитуда которых оценивается больше 6.0. За период инструментальных наблюдений (с начала XX в.) по каталогу NEIC здесь зафиксировано около 1000 землетрясений с  $M \geq 4$ .

Из каталогов нами был произведен отбор анализируемых событий в полосе 60 км от основных разломов, с которыми они связаны, это примерно соответствует расстоянию, на котором PGA (peak ground acceleration) для сильнейшего из событий ( $M=7.8$ ) спадает до уровня 0.1–0.2g [*European-Mediterranean...*, 2023; *Lekkas et al.*, 2023; *National...*, 2023]. Пространственное распределение отобранных для анализа эпицентров землетрясений за период январь 2022 – апрель 2023 г. представлено на *рисунке 1а*.

Анализ графика повторяемости (*рис. 1б*) по данным каталога EMSC за период 06.02–30.04.2023 (параметр  $b = 0.97 \pm 0.07$ ) позволяет предварительно оценить представительную магнитуду  $M_c$  используемого каталога EMSC для данного района как 3–3.5, дальнейший анализ проводился только для событий с  $M \geq 3.5$ . Кроме того, в настоящем анализе сейсмического процесса при отнесении к форшокам и афтершокам мы предварительно ограничиваемся описанным выше пространственным положением их эпицентров в очаговых зонах обоих катастрофических землетрясений.

На протяжении года, предшествующего сильным землетрясениям 06.02.2023, в каталоге EMSC В пределах изучаемой области зафиксировано только 45 событий с  $M=$

3.5–5.3 (рис. 2а), из них 21 – с  $M \geq 4$ . Сейсмическая активность в этот промежуток времени развивается преимущественно вдоль простирания Восточно-Анатолийского разлома севернее будущего основного события  $M=7.8$ . При этом анализ временной последовательности (рис. 2б) дает возможность на фоне общей достаточно хаотической динамики выявить определенный тренд миграции положения эпицентров, направленный вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с СВ на ЮЗ, т.е. в направлении области происшедшего сильного землетрясения  $M=7.8$ .

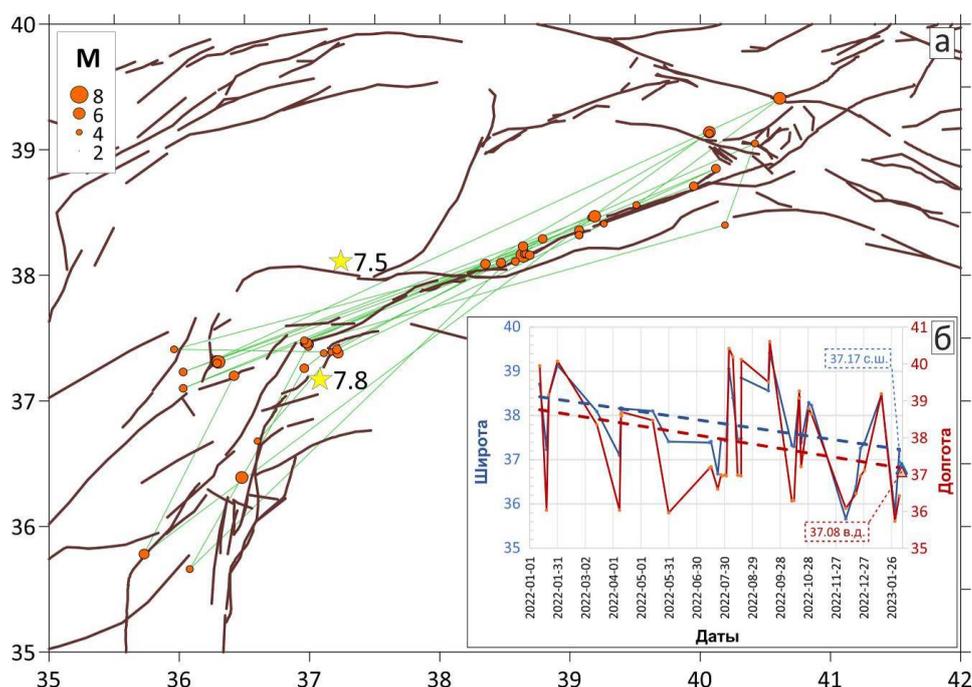


**Рис. 1.** Сейсмичность в районе Восточно-Анатолийского разлома по каталогу EMSC за период 01.2022–04.2023. а – положение эпицентров землетрясений (красные кружки). Желтые звезды – эпицентры землетрясений 06.02.2023  $M=7.8$  и  $M=7.5$ , коричневые линии – активные разломы. б – распределение количества  $N$  афтершоков землетрясений 06.02.2023 по магнитуде  $M$  (за период 06.02–30.04.2023) в линейном (гистограмма) и логарифмическом (остальные графики) вертикальном масштабе. Штриховая зеленая линия – график повторяемости для диапазона  $M \geq 3$  (параметр  $b = 0.97$ )

Анализ афтершоковой последовательности по каталогу EMSC показывает, что сразу после события  $M=7.8$  и в течение 9 часов вплоть до сильного события  $M=7.5$ , которое произошло на разломе Чардак, эпицентры афтершоков (123 события с  $M \geq 3.5$ , рис. 3а) мигрировали исключительно вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны, а в районе разлома Чардак сейсмических событий в этот период практически не было.

При этом если в первые 5 часов после события  $M=7.8$  миграция эпицентров афтершоков в целом хаотична, то в последние 4 часа перед событием  $M=7.5$  удается на фоне хаотической динамики выделить определенный тренд (рис. 3в), направленный вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с ЮЗ на СВ, т.е. в направлении, обратном выделенному нами тренду форшоков.

Землетрясение с  $M=7.5$ , произошедшее на разломе Чардак, имеющем простирание З-В, в течении года, предшествующего катастрофическим событиям, не предварялось сколько-нибудь заметной сейсмичностью по этому разлому, но оно резко

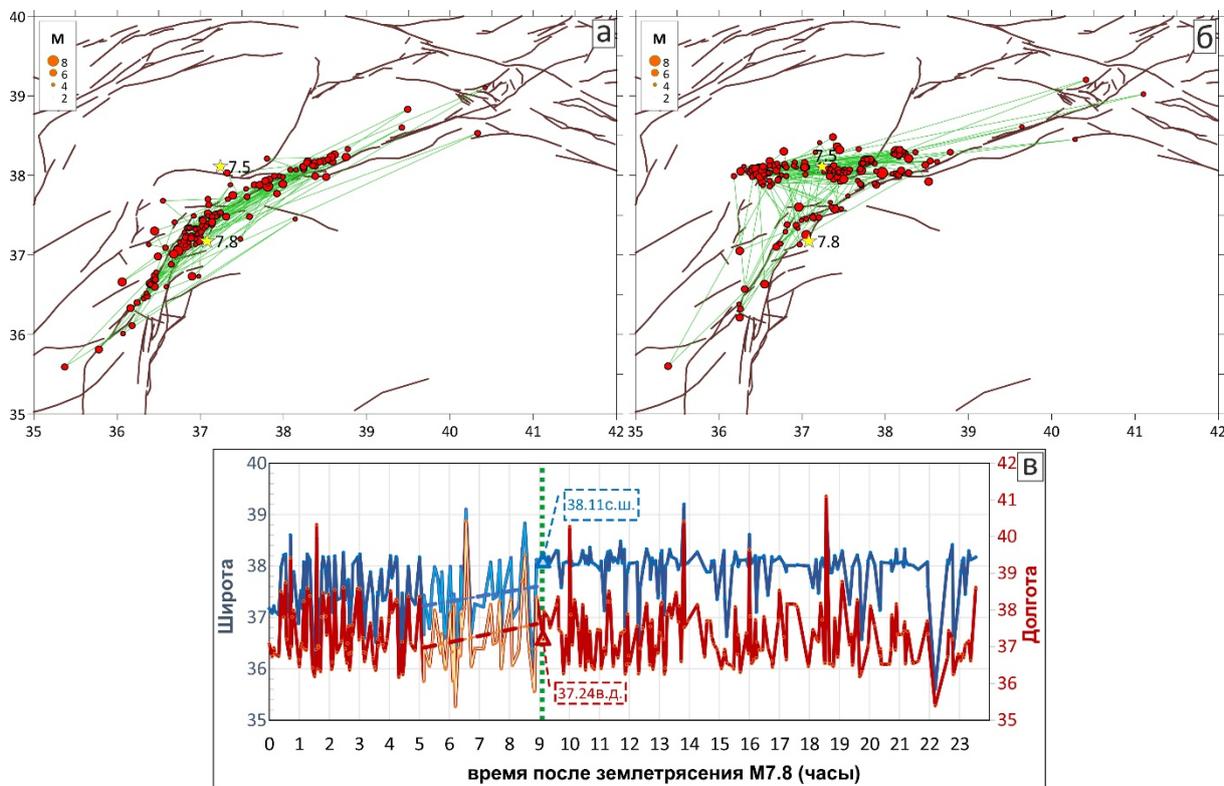


**Рис. 2.** Землетрясения в районе Восточно-Анатолийского разлома, предшествующие сильным землетрясениям 06.02.2023. а – положение эпицентров землетрясений (оранжевые кружки) с  $M \geq 3.5$  по каталогу EMSC за период 11.01.2022–05.02.2023, зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий. б – временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений и выделенные тренды (штриховые линии). Треугольниками показаны координаты землетрясения  $M=7.8$ : синий – широта, красный – долгота

изменяет динамику афтершоков (рис. 3б, в). Развитие сейсмичности дальше на СВ по Восточно-Анатолийской разломной зоне практически прекращается. Сразу после землетрясения  $M=7.5$  наблюдается большое количество его афтершоков вдоль разлома Чардак: за 15 часов после него по данным каталога EMSC из 164 событий с  $M \geq 3.5$  более 130 располагались именно вдоль зоны этого разлома, больше тяготея к его концам, что хорошо видно как на карте эпицентров (рис. 3б), так и на временных последовательностях (рис. 3в). Преобладание сейсмичности в зоне разлома Чардак продолжалось примерно 15 часов после землетрясения, произошедшего на нем (что соответствует 1 суткам после землетрясения  $M=7.8$ ) (рис. 3б). Таким образом, можно говорить о фактическом переносе сейсмической активности с Восточно-Анатолийской разломной зоны на разлом Чардак в этот период, это видно также на рис. 3в, где после события  $M=7.5$  большинство землетрясений имеет широту, близкую к  $38^\circ$ , что соответствует этому разлому. Однако затем активность обоих разломов (Восточно-Анатолийского и Чардак) примерно выравнивается (рис. 1а). Аналогичная динамика выявляется и при анализе событий с  $M \geq 4$  по каталогу NEIC.

Далее за анализируемый промежуток времени, кроме наложенных афтершоков обоих сильных событий 6 февраля 2023 г., выявляется некоторая сейсмичность вдоль Восточно-Анатолийской зоны дальше в СВ направлении (рис. 1а). Однако количество этих сейсмических событий значительно меньше, чем в районе землетрясений  $M=7.8$  и  $M=7.5$ , что может свидетельствовать о том, что напряжения на Восточно-Анатолийском разломе снимаются первой крупной широтной разломной зоной (разломом Чардак). На северо-восток их распространение практически ограничено областью смыкания

Восточно- и Северо-Анатолийского разломов. Таким образом, сколько-нибудь заметной миграции сейсмичности дальше на СВ не наблюдается.



**Рис. 3.** Землетрясения с  $M \geq 3.5$  (по каталогу EMSC), произошедшие в течение 1 суток после землетрясения  $M=7.8$  06.02.2023. а – положение эпицентров землетрясений, произошедших в течение 9 часов после события  $M=7.8$  (до землетрясения  $M=7.5$ ). б – положение эпицентров землетрясений произошедших в течение 15 часов после события  $M=7.5$ . Зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий. в – временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений. Показаны также выделенные тренды (штриховые линии) за 4 часа до события  $M=7.5$ . Зеленая пунктирная линия – землетрясение  $M7.5$ , синий треугольник – его широта, красный – долгота

### Обсуждение и выводы

Результаты проведенного анализа сейсмической активности хорошо согласуются с моделью тектоники региона, предложенной нами в [Симонов, Захаров, 2023]. На основании кинематического анализа нами установлено, что вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны с 2008 по 2018 год происходило относительное смещение Аравийской и Анатолийской плит, соответствующее левому сдвигу (без нормальной компоненты) со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвигу-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Выявленная кинематика подтверждается механизмами очагов землетрясений  $M=7.8$  и  $M=7.5$ .

Выявленный нами слабый тренд форшоковой активности вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны в ЮЗ направлении (рис. 2б) может свидетельствовать о накапливающихся напряжениях. Эти напряжения затем были сняты основным событием, которое инициировало подвижку вдоль Восточно-Анатолийского разлома и развитие в некоторый период времени афтершоковой активности вдоль него в

обратном (СВ) направлении (*рис. 3в*). Такая ситуация вполне соответствует импульсному характеру развития Восточно-Анатолийского разлома, о котором свидетельствует также и распределение вдоль него поля скоростей деформации за период с 2008 по 2018 гг. в виде последовательных зон относительного сжатия и растяжения [Симонов, Захаров, 2023]. Отметим, что афтершоки, имеющие СВ тренд в своем развитии, распределялись в основном в области относительного растяжения между двумя областями относительного сжатия. При такой динамике афтершоков и выявленной в данном исследовании кинематике плит и блоков земной коры достаточно закономерным выглядит то обстоятельство, что развитие смещений по Восточно-Анатолийскому разлому было остановлено первым относительно крупным субширотным разрывом, подходящим к основной разломной зоне, т.е. разломом Чардак, на который и переместилась сейсмическая активность. Разлом Чардак сопрягается с Восточно-Анатолийским разломом в области относительного сжатия, то есть развитие основной разломной зоны вызвало подвижки по разлому Чардак и инициировало следующее крупное землетрясение  $M=7.5$ . Таким образом, землетрясение  $M=7.5$  не является афтершоком землетрясения  $M=7.8$ , а представляет собой относительно независимое событие со своей афтершоковой последовательностью (обусловленное при этом, как и землетрясение  $M=7.8$ , общей сейсмодинамикой региона). Последующая афтершоковая активность была связана в большей степени уже с развитием разлома Чардак, причем отмеченное тяготение афтершоков к его концам может свидетельствовать о его росте по простиранию. Некоторое время землетрясений северо-восточнее разлома Чардак на Восточно-Анатолийском разломе практически не происходило, что, скорее всего, связано с тем, что большая часть напряжений была снята, и наступила фаза релаксации. Появление сейсмической активности в этой зоне Восточно-Анатолийского разлома может свидетельствовать о постепенном возвращении к фоновому сейсмическому режиму региона.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 122022700010-3).*

#### ЛИТЕРАТУРА

Симонов Д.А., Захаров В.С. Предварительный сеймотектонический анализ катастрофического землетрясения в юго-восточной Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 24–36.

Continuously operating reference stations-Turkey (CORS-TR). URL: <http://cors-tr.iku.edu.tr>. Date of access 30.04.2023.

Duman T.Y., Emre Ö. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society, London, Special Publications. 2013. V. 372. P. 495–529.

Duman T.Y., Çan T., Emre Ö. et al. Seismotectonic database of Turkey // Bull Earthquake Eng. 2018. V. 16. P. 3277–3316.

European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). URL: <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/info.php>. Date of access: 30.04.2023.

Hancılar U., Şeşetyan K., Çaktı E. et al. Kahramanmaraş — Gaziantep Türkiye M7.7 Earthquake, 6 February 2023. Strong Ground Motion and Building Damage Estimations Preliminary Report (v6). Boğaziçi University, 2023. 46 p.

*Lekkas E., Carydis P., Vassilakis E. et al.* The 6 February 6 2023 Turkey-Syria Earthquakes. Newsletter of Environmental, Disaster and Crises Management Strategies, 2023. 202 p.

National Earthquake Information Center (NEIC) USGS. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. Date of access: 30.04.2023.

*Özdemir S.* On the Estimation of Precise Coordinates and Velocities of TNPGN and TNPGN Active Stations // General Command of Mapping Journal. 2016. V. 155. P. 53–81.

*Özdemir S., Karşlıoğlu M.* Soft clustering of GPS velocities from a homogeneous permanent network in Turkey // Journal of Geodesy. 2019. V. 93. P. 1171–1195.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ АКСУЙСКОГО КРАЕВОГО РАЗЛОМА, СЕВЕРНОЕ ПРИИССЫБКУЛЬБЕ, ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженкова Л.А.<sup>1</sup>, Корженков А.М.<sup>2</sup>, Макеев В.М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

e-mail: [korjenkova2404@mail.ru](mailto:korjenkova2404@mail.ru)

### Аксуйский участок сейсмодислокаций Кебинского землетрясения 1911 года

Участок находится в речных долинах, приуроченных к единому грабену. В долинах рек Аксу и Чон-Аксу сейсмодислокации в основном образованы при Кебинском землетрясении 1911 года (рис. 1) и тяготеют к Восточно-Кунгейской мегантиклинали. В основном здесь распространены сейсморазрывные дислокации, они представлены рвами, трещинами и сейсмоуступами в коренных и рыхлых отложениях. Встречаются также и сейсмогравитационные деформации. Кебинское землетрясение 1911 г. ( $M_s = 8.2$ ,  $I_0 = X-XI$  баллов) сгенерировало 200-километровую субширотную зону разрывов в Северном Тянь-Шане. Высота сейсмоуступа, образовавшегося во время этого сейсмического события достигала 10-12 м (урочище Таш-Булак, Кичи-Аксуйский сегмент Аксуйского разлома).

Одновременно с сейсмодислокациями, образованными во время землетрясения 1911 г., на исследованной территории наблюдаются также сеймотектонические и сейсмогравитационные дислокации, относящиеся к палеокатастрофам. В отдельных местах сеймотектонических разрыв 1911 г. “нарастил” существовавшие ранее сейсмоуступы (например, верхнее подпруженное озеро в долине р. Чон-Аксуу).

### Палеосейсмодислокации в зоне Аксуйского разлома

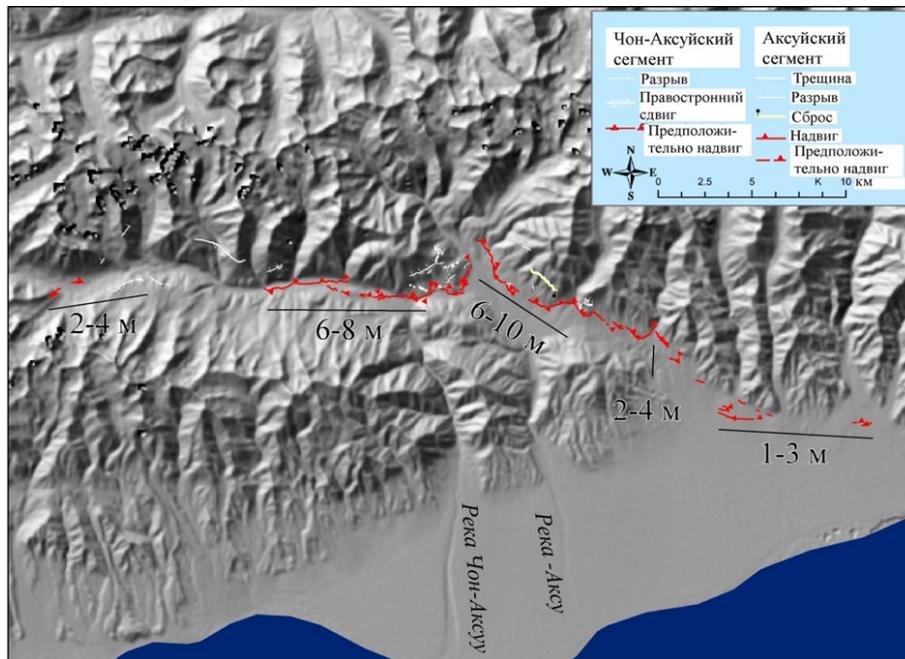
Данные были получены международными группами исследователей в результате проходок палеосейсмологических траншей и шурфов в зоне Аксуйского разлома (рис. 2).

Так, например, А.М. Корженковым и др. [2018] были пройдены 10 шурфов в долине реки Чон-Аксуу в обоих крыльях разлома, где были отобраны пробы на определение абсолютного возраста отложений (рис. 2, 3). Это были преимущественно почвы: современные и погребенные. Всего было получено 13 проб, возраст образцов которых пришелся на вторую половину голоцена.

### Палео- и археосейсмологические исследования Каменской средневековой крепости в долине реки Чон-Байсоорун

Каменская крепость была исследована во время полевых работ по изучению сейсмических деформаций Кебинского землетрясения [Korjenkov et al., 2006a]. Исследование линеамента обнаружило хорошо выраженный в рельефе уступ длиной >700 м и простирающийся по азимуту 138°. Помимо вертикального смещения также наблюдается и горизонтальная (левосторонняя) компонента смещения по разлому. Юго-западная стена крепости была смещена влево на 3.85 см и вздернута по вертикали на 1.6 м. Максимальная величина вертикального смещения – 2.1 м была отмечена в северо-западной внешней стене крепости. Была пройдена траншея поперек разрыва (рис. 4). В стенке траншеи был обнаружен слой массивных суглинков. Этот слой и другие

небольшие слои пересекались зоной рассредоточенной деформации (трещиноватые и смещенные осадочные отложения)[*Korjenkov et al., 2006a*].



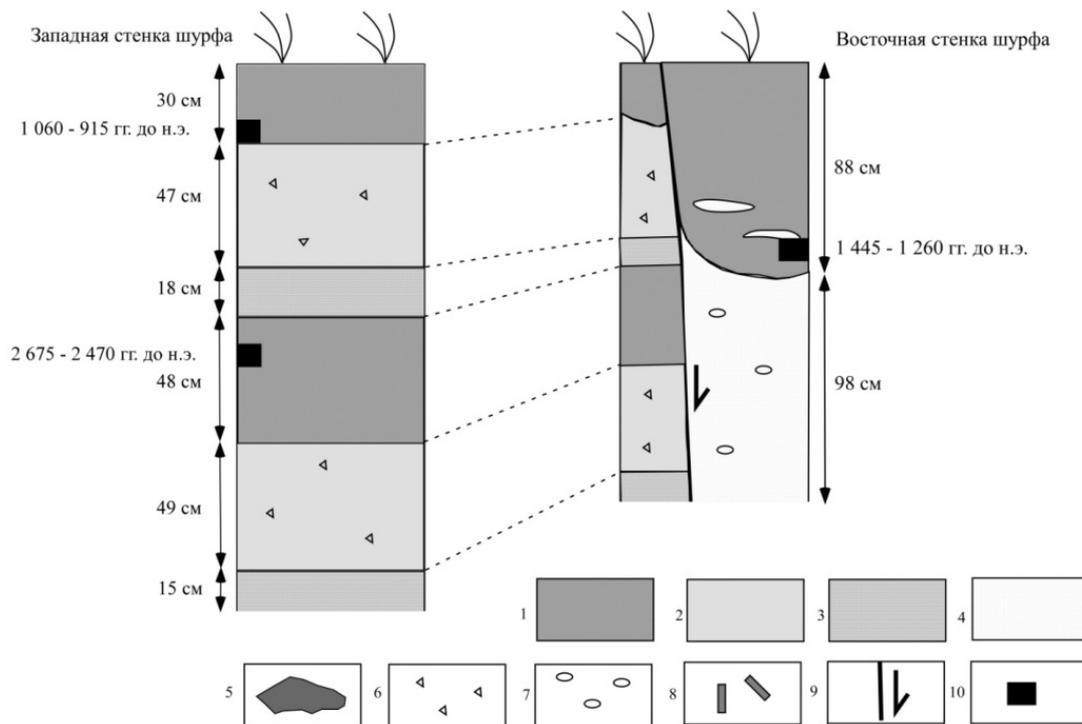
**Рис. 1.** Сводка по величинам смещений по Чон-Аксу́йскому и Аксу́йскому сегментам разрыва Кебинского (Кеминского) землетрясения (по [*Arrowsmith и др., 2004*], с изменениями)



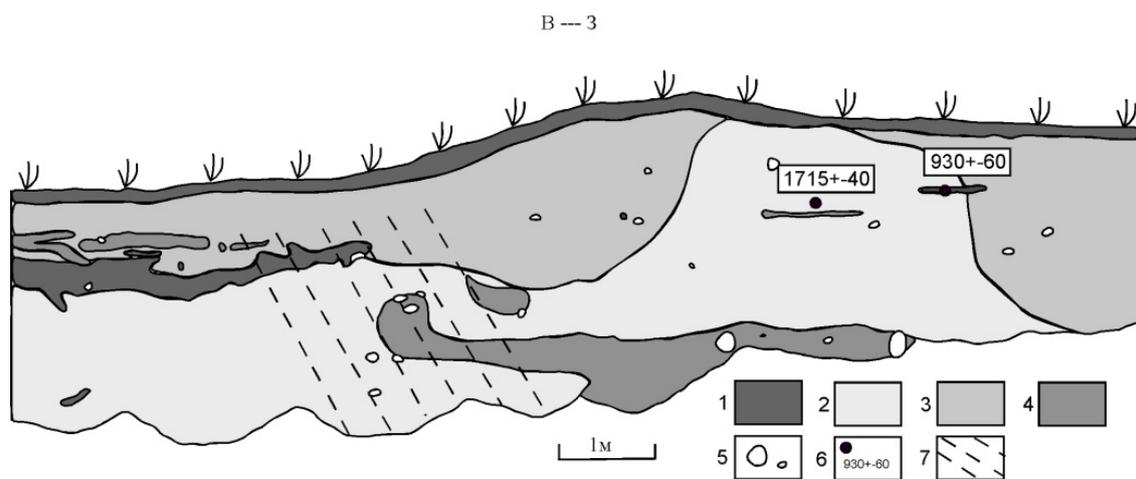
**Рис. 2.** Снимок со спутника. Показаны места исследований вдоль Аксу́йского краевого разлома с отбором проб на радиоуглеродный анализ. «Ч-А» – долина р. Чон-Аксу, «Кам» – Каменская средневековая крепость, «Кур» – Курментинская средневековая крепость

В стенке траншеи на глубине 70-105 см был обнаружен горизонт костей. Образец (СОАН-5794) был взят из нижней части слоя. Его возраст составляет  $1715 \pm 40$  лет (cal AD 242-415). Образец (СОАН-5795) отобран стратиграфически выше предыдущего, из верхней части слоя костей, и его возраст составляет  $930 \pm 60$  лет (cal AD 999-1222). Данные цифры указывают на время до образования уступа, потому что 1) последний образец был отобран из слоя палеопочвы, чье образование произошло до последней подвижки по разлому, и 2) верхний образец фрагмента кости может представлять собой часть мусора, выброшенного обитателями Каменской крепости перед ее опустением. Минимальный радиоуглеродный возраст образца СОАН-5795 совпадает с данными по возрасту образцов керамики, найденных здесь археологом Д.Ф. Винником – XII век.

Таким образом, возраст землетрясения, разрушившего эту крепость, приблизительно начало XII века.



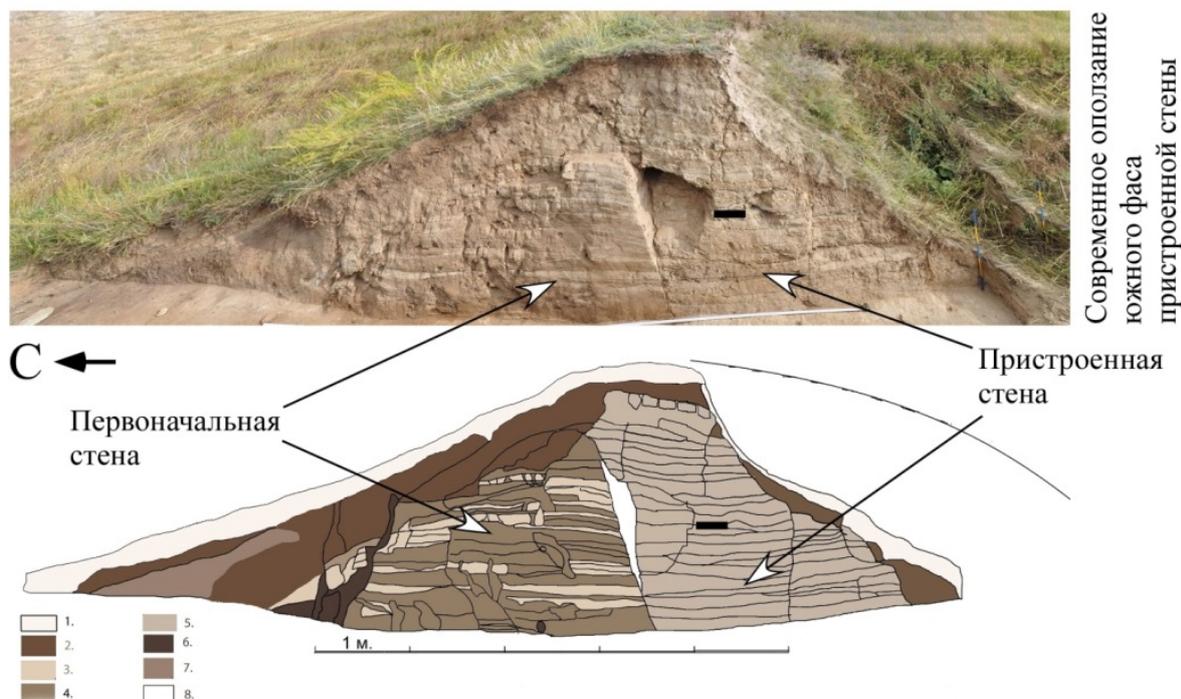
**Рис. 3.** Пример документации шурфов. Западная и восточная стенки шурфа 1 в висячем крыле Чон-Аксуйского сейсмоуступа [Корженков и др. 2018]. 1 – почва, 2 – глины, суглинок, 3 – искошенные неокатанные обломки гранитов, 4 – пески, супесь, 5 – отдельные валуны и глыбы, 6 – неокатанные обломки (дресва, гравий), 7 – окатанная галька, 8 – древесные фрагменты, 9 – плоскость вторичного разрыва (стрелка показывает направление смещения), 10 – места отбора проб на радиоуглеродный анализ



**Рис. 4.** Схема южной стены траншеи, пройденной поперек сейсмогенного уступа: 1 - почва, 2 – глина, 3 - суглинок, 4 – крупнозернистый песок с дресвой, 5 – отдельные валуны, 6 – места отбора образцов, 5 – зона сеймотектонической деформации

### Археосейсмологические исследования на Курментинской средневековой крепости

Крепостные стены Курментинского городища сильно оплывшие; ширина их по основанию до 20 м, сохранившаяся высота 2,5 – 3 м. Была пройдена траншея в южной стене крепости (рис. 5) [Корженков и др., 2015].



**Рис. 5.** Юго-восточная стенка траншеи через юго-западную стену Курментинского городища [Корженков и др., 2015]. Черный прямоугольник – место отбора пробы на радиоуглеродный возраст. 1 – дерновый слой, 2 – слои оплывов, 3 – пахсовые ленты серого цвета (в стене № 1), 4 – пахсовые ленты (стена 1), 5 – пахсовые ленты (стена 2), 6 – норы, 7 – палеопочва (рыхлые глинистые слои), 8 – пустота между стеной 1 и 2

Было выяснено, что стена состоит из двух массивов, т.е., имеет два периода сооружения. В связи с этим можно говорить о двух периодах в истории формирования стены Курментинского городища. Первый – строительство городища, окруженного одной «старой» - первоначальной стеной. Затем что-то произошло, вероятно, растрескивание стены, вследствие чего понадобился ее ремонт. Была возведена дополнительная «новая» - пристроенная стена. Одна проба дала абсолютную датировку – 614-754 гг. н.э. Она представляет собой угольки – остатки костра, собранные в новой (южной) части стены между пахсовых лент. Напрашивается вывод о том, что древние строители, вероятно, очень торопились с ремонтом, работали и ночью, а для освещения разводили огонь. Можно предположить, что серьезное повреждение - растрескивание первоначальной (старой) стены поселения произошло во время одного из сейсмических событий. Так как городище представляло собой важнейший политический, торговый и военный пункт СВ Прииссыкуля на Великом шелковом пути, сразу же после сейсмического события начался незамедлительный ремонт поврежденных стен и, следовательно, приведенная выше датировка (в пределах ошибки радиоуглеродного метода) соответствует времени сильного землетрясения в регионе в VII - VIII вв. н.э.

### Возраст сейсмогенных подвижек по Аксуйскому разлому по данным радиоуглеродного датирования

Всего было получено 15 проб, возраст которых пришелся на вторую половину голоцена (рис. 6).

Были собраны также опубликованные датировки по Чон-Аксуйскому сегменту Аксуйского разлома. К материалам по этому сегменту разлома были добавлены данные по радиоуглеродному датированию, полученному при исследованиях Каменской и Курментинской средневековых крепостей.

Рисунок 6 показывает, что сильные землетрясения – постоянные явления вдоль зоны Аксуйского краевого разлома. За последние полторы тысячи лет раз в несколько сот лет (200-600) происходило новое вспарывание вдоль разломной плоскости. Однако, еще ранее - в первой половине первого тысячелетия нашей эры и в первом тысячелетии до нашей эры следы сильных землетрясений по нашим данным и данным других исследований не фиксируются. Таким образом, 1,5-тысячелетний период спокойствия вдоль Аксуйского разлома, предшествовал периодом высвобождения сейсмической энергии на протяжении еще 1,5 тысяч лет. Выплески сейсмической энергии шли с интервалами в несколько веков (300-600 лет).

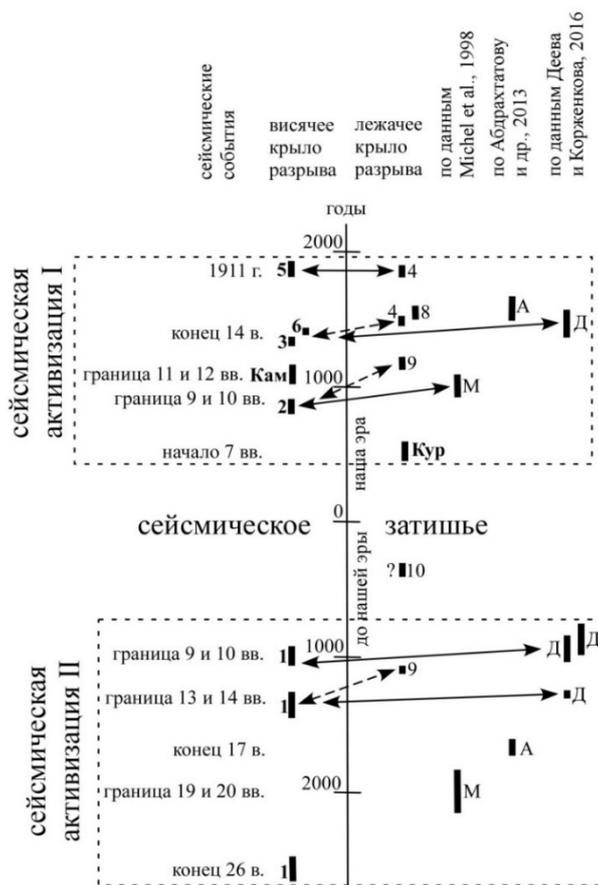


Рис. 6. Корреляция радиоуглеродных датировок, полученных А.М. Корженковым и др. [2018] в зоне Чон-Аксуйского сейсмоустура (цифровые обозначения 1-10), а также данные Г. Михеля и В. Михайлева (обозначение М – из книги Korzenkov et al., [2006 b]), К.Е. Абрахматова и др. (обозначение А – из их статьи 2013 г.) и Е.В. Деева и А.М. Корженкова (обозначение Д – из их статьи 2016 г.). Привлечены также данные радиоуглеродного датирования Каменской и Курментинской средневековых крепостей [Korzenkov et al., 2006 a; Korzenkov и др., 2015]

### Заключение

Аксуйский разлом характеризуется  $M \geq 8$  и интенсивностью сейсмических колебаний в эпицентральной зоне до  $I_0 = X-XI$  баллов. Во второй половине голоцена с ним связано кластерное высвобождение энергии. Полуторатысячные периоды сейсмической активизации сменяются полуторатысячным периодом сейсмического затишья.

### ЛИТЕРАТУРА

*Абдрахматов К.Е., Стром А.Л., Дельво Д.* и др. Временная кластеризация сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 1. С. 3–9.

*Деев Е.В., Корженков А.М.* Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 421–430.

*Корженков А.М., Кольченко В.А., Лужанский Д.В.* и др. Археосейсмологическое исследование Курментинского средневекового городища (Северо-Восточное Прииссыккулье, Кыргызстан) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 1. С. 70–81.

*Корженков А.М., Эрроусмит Р., Кросби К.* и др. Сильные палеоземлетрясения вдоль Аксуйского краевого разлома по материалам датирования смещенного террасового комплекса реки Чон-Аксуу, Северный Тянь-Шань // Физика Земли. 2018. № 2. С. 64–80.

*Arrowsmith J.R., Crosby C.J., Korjenkov A.M.* et al. Surface rupture along the Chon Aksuu and Aksu (eastern) segments of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Tien Shan, Kyrgyzstan // EOS Trans. AGU. 2004. V. 85 (47).

*Korjenkov A.M., Arrowsmith J.R., Crosby C.* et al. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // Journal of Seismology. 2006. No. 10. P. 431–442.

*Korjenkov A.M., Michajljow W., Wetzel H.-U.* et al. International Training Course “Seismology and Seismic Hazard Assessment”. Bishkek, Field Excursion Guidebook. Bishkek-Potsdam: GFZ-ZAIAG. 2006. 112 p.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ НЕОТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

### ОТРАЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ В РЕЛЬЕФЕ

Агibalов А.О.<sup>1,2</sup>, Алешин И.М.<sup>2</sup>, Кондратов А.Д.<sup>2</sup>, Передерин Ф.В.<sup>2</sup>, Сенцов А.А.<sup>2</sup>,  
Холодков К.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,  
Россия

e-mail: [agibalo@yandex.ru](mailto:agibalo@yandex.ru)

Работа посвящена анализу взаимосвязи рельефа и геологического строения массива Вялимяки, описанного в диссертации [Алексеев, 2008]. Актуальность этой проблемы связана с оценкой возможностей выявления древних разрывных нарушений и выделения предполагаемых активных морфоструктур Приладожья путем дешифрирования цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM [Цифровая..., 2023]. Нами выполнен структурно-геоморфологический анализ района массива Вялимяки по методике Н.П. Костенко [1999], в результате которого составлена схема «слабых» зон, фрагментирующей территорию на отдельные блоки прямоугольной или трапецевидной формы (рис. 1). С помощью инструмента «Focal Statistics» программы ArcMap построена схема глубины вертикального расчленения рельефа, рассчитанной как размах высот в окрестности радиусом 200 м вокруг каждой точки ЦМР (рис. 2). В программе Global Mapper в автоматизированном режиме выделены водотоки. Нами составлены розы-диаграммы их простираний, а также ориентировок докембрийских разломов и «слабых» зон (рис. 3). Средние круговые значения (в радианах) рассчитаны как

$$\operatorname{atan} \left( \frac{\sum n \sin \alpha}{\sum n \cos \alpha} \right), \quad (1)$$

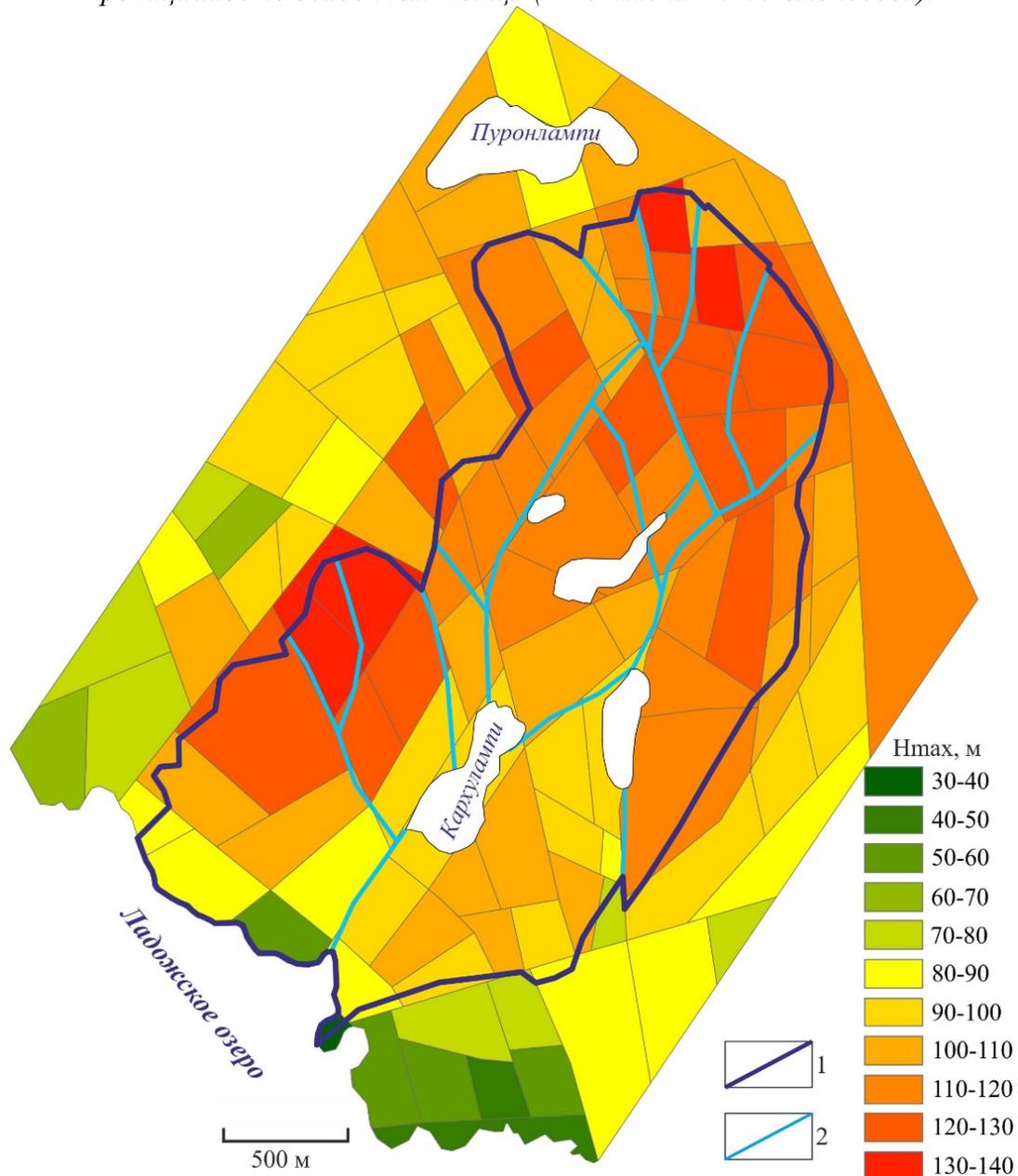
где  $n$  – суммарная протяженность линейных элементов (разломов, водотоков, «слабых» зон), простирающихся в определенном интервале азимутов (0–10°, 10–20°) и т. д.

На схеме «слабых» зон показано, что большинство разломов находит прямое отражение в рельефе и служит границами блоков. Судя по высотным отметкам последних, массив Вялимяки в целом выражен как поднятие, фрагментированное на ряд более мелких относительно приподнятых и опущенных сегментов. Ориентировки древних разломов, водотоков и «слабых» зон хорошо согласуются друг с другом, о чем свидетельствуют проявленность на всех розах-диаграммах 2-х основных направлений — северо-западного и северо-восточного, а также средние круговые значения, составляющие 82°, 85°, и 96°, соответственно. Как правило, вдоль разломов ориентированы вертикальные стенки и уступы, что отражено на схеме глубины вертикального расчленения: повышенные значения этого параметра связаны с упомянутыми элементами рельефа.

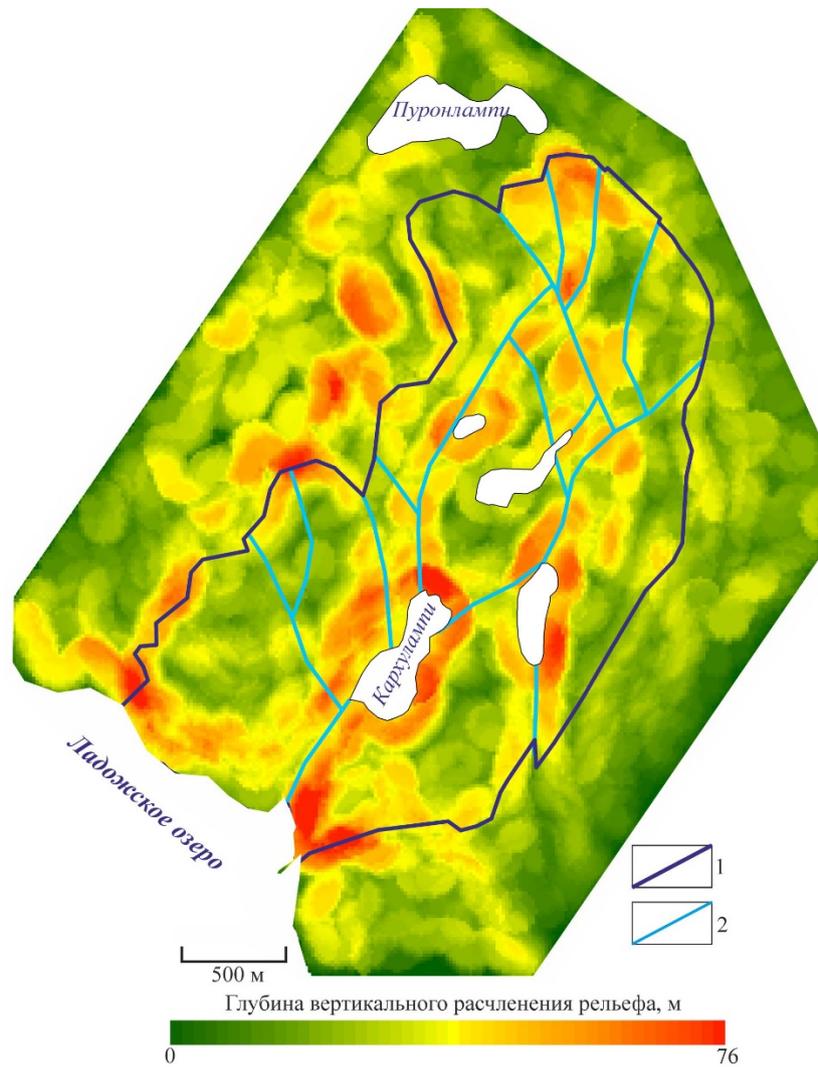
Таким образом, большинству древних разрывных нарушений массива Вялимяки соответствуют линейные отрицательные формы рельефа, проработанные эрозионной сетью. Вдоль разломов ориентированы вертикальные стенки и уступы, с которыми связаны положительные аномалии глубины вертикального расчленения. Установленная

высокая степень соответствия между рельефом и сеткой древних разломов объяснима как меньшей устойчивостью тектонизированных пород к экзогенным процессам (в случае, если разлом разделяет блоки примерно одной высоты), так и фрагментарной неотектонической активизацией докембрийского структурного плана. В этом случае разломы разделяют разновысотные блоки, сложенные близкими по составу породами.

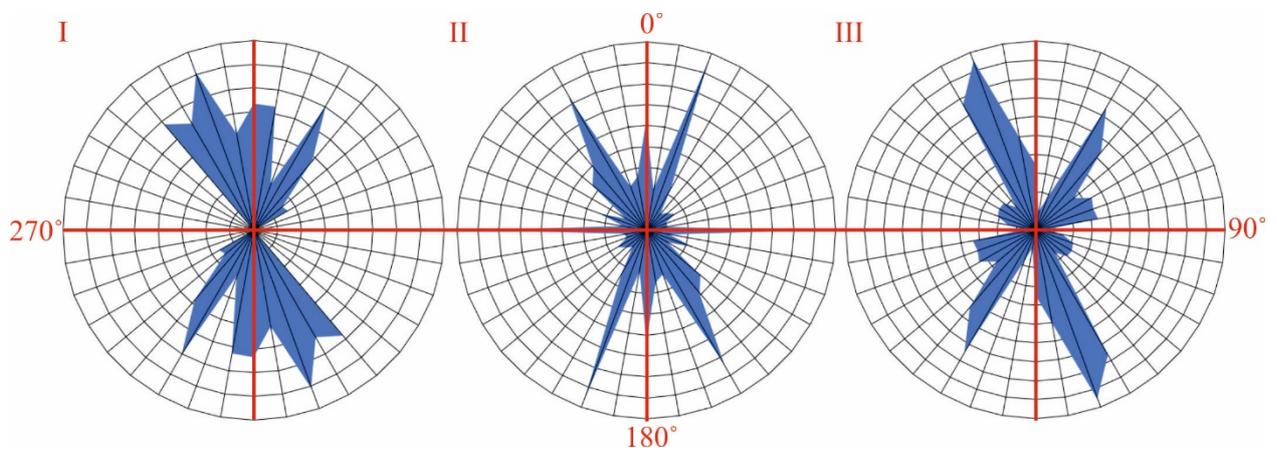
*Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).*



**Рис. 1.** Блоковая схема массива Вялимяки: 1 – границы массива, 2 – древние разрывные нарушения, по [Алексеев, 2008]. H<sub>max</sub> — максимальные высоты блоков



**Рис. 2.** Схема глубины вертикального расчленения рельефа массива Вялимяки: 1 – границы массива, 2 – древние разрывные нарушения, по [Алексеев, 2008]



**Рис. 3.** Розы-диаграммы простираний древних разломов (I), водотоков (II) и «слабых» зон (III) массива Вялимяки

*ЛИТЕРАТУРА*

*Алексеев И.А.* Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). Дис. ... канд. геол.–мин. н. СПб., 2008. 184 с.

*Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.

Цифровая модель рельефа ArcticDEM. URL:  
<https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>. Дата обращения: 1.09.2023.

## ОТРАЖЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ОСТРОВА САХАЛИН В ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Балашов Г.Р.<sup>1</sup>, Агибалов А.О.<sup>1,2</sup>, Сенцов А.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

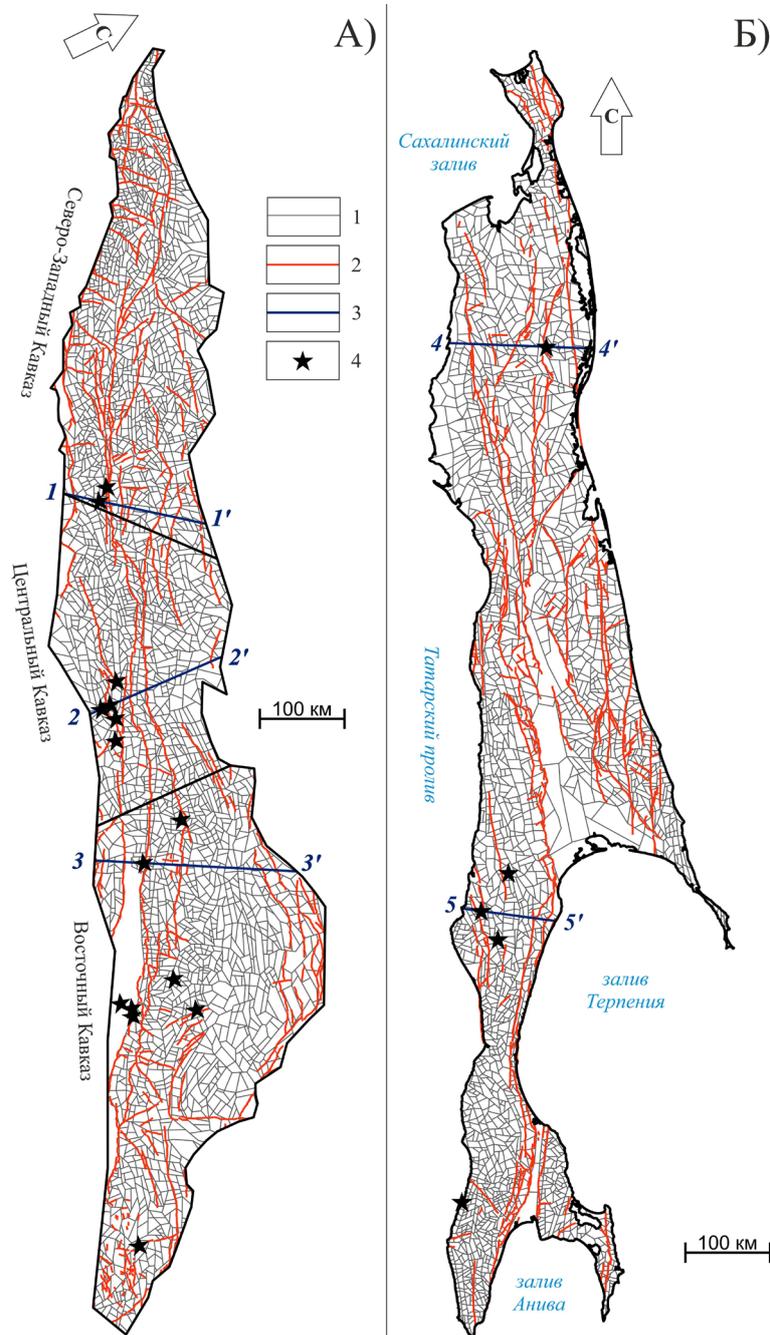
e-mail: [balashov@ifz.ru](mailto:balashov@ifz.ru)

Проведенное исследование направлено на оценку возможностей комплексного применения структурно-геоморфологического анализа [Костенко, 1999] и методики оценки степени тектонической раздробленности земной коры Ю.В. Нечаева [2010] для выделения активных разрывных нарушений в объеме верхней части литосферы. В качестве исходных материалов послужили цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM разрешением 1 угловая секунда (~30 м) [Цифровая..., 2023], сейсмологические каталоги [International..., 2023; Сейсмологический..., 2023], база данных активных разломов [Zelenin et al., 2022].

В основу структурно-геоморфологического метода положен анализ современного рельефа. Особое внимание уделяется изучению эрозионной сети, спрямленные участки которой соответствуют «слабым» зонам, маркирующим как зоны трещиноватости, так и новейшие разрывные нарушения. Построенные нами схемы «слабых» зон были использованы в качестве исходных данных для оценки степени тектонической раздробленности. Она выполнена по методике Ю.В. Нечаева [2010], основанной на том, что степень раздробленности на поверхности может быть определена по удельной протяженности «слабых» зон и в определенном приближении отражает раздробленность на глубине. Под удельной длиной «слабых» зон ( $R$ ) понимается отношение их суммарной протяженности к площади расчетной ячейки ( $a^2$ ). Построение разрезов построено на допущении, согласно которому значения  $R$  отражают раздробленность на глубине  $a/2$ . Варьируя размер расчетной ячейки ( $a$ ), мы оценили степень раздробленности в интервале глубин 5–40 км (для Большого Кавказа) и 2.5–20 км (для о. Сахалин). Эти интервалы были выбраны, исходя из площади рассмотренных территорий. Всего было построено 5 профилей тектонической раздробленности (3 для Кавказа и 2 для Сахалина), расположение которых показано на *рисунке 1*.

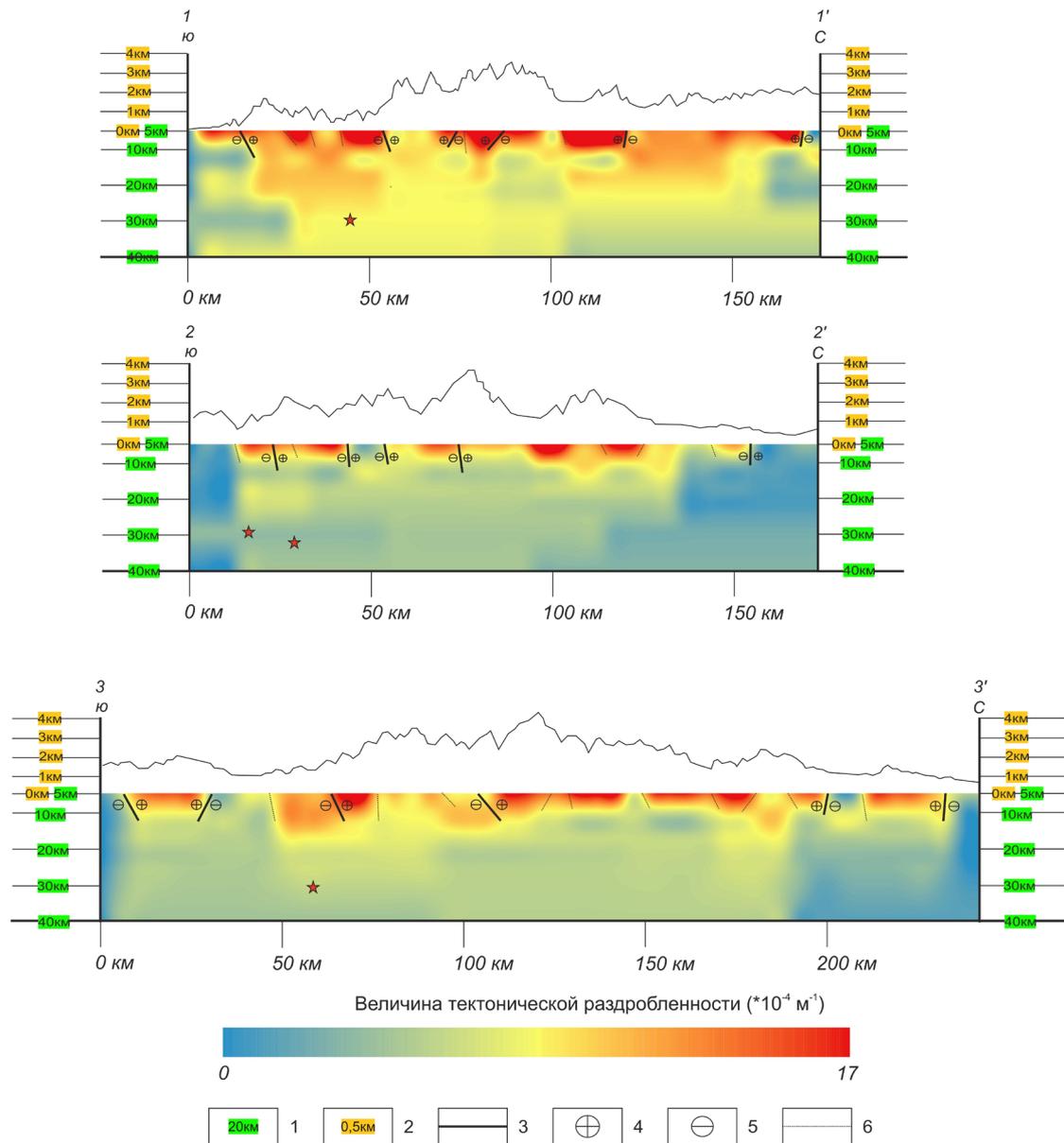
Установлено, что большинству (>60%) активных разрывных нарушений, приведенных в [Zelenin et al., 2022], в поле тектонической раздробленности соответствуют градиентные зоны. Их конфигурация хорошо согласуется с кинематикой разломов. На профиле 1–1' в поле тектонической раздробленности находит отражение 75% активных разломов, на профиле 2–2' — 100%, на профиле 3–3' — 62% (*рис. 2*). В среднем доля проявленных в этом поле разломов для территории Большого Кавказа составляет 80%. Отметим, что в южной части профиля 3–3' по повышенным значениям величины тектонической раздробленности обособляются также контуры новейшего поднятия, ограниченного взбросами.

На профиле 4–4', построенном через очаг Нефтегорского землетрясения 1995 г. (*рис. 3*), 80% разломов отражены в поле тектонической раздробленности, а на профиле 5–5', проведенном через очаг Углегорского землетрясения — только 60%. В среднем доля проявленных в поле тектонической раздробленности разломов для острова Сахалин составляет 70%.

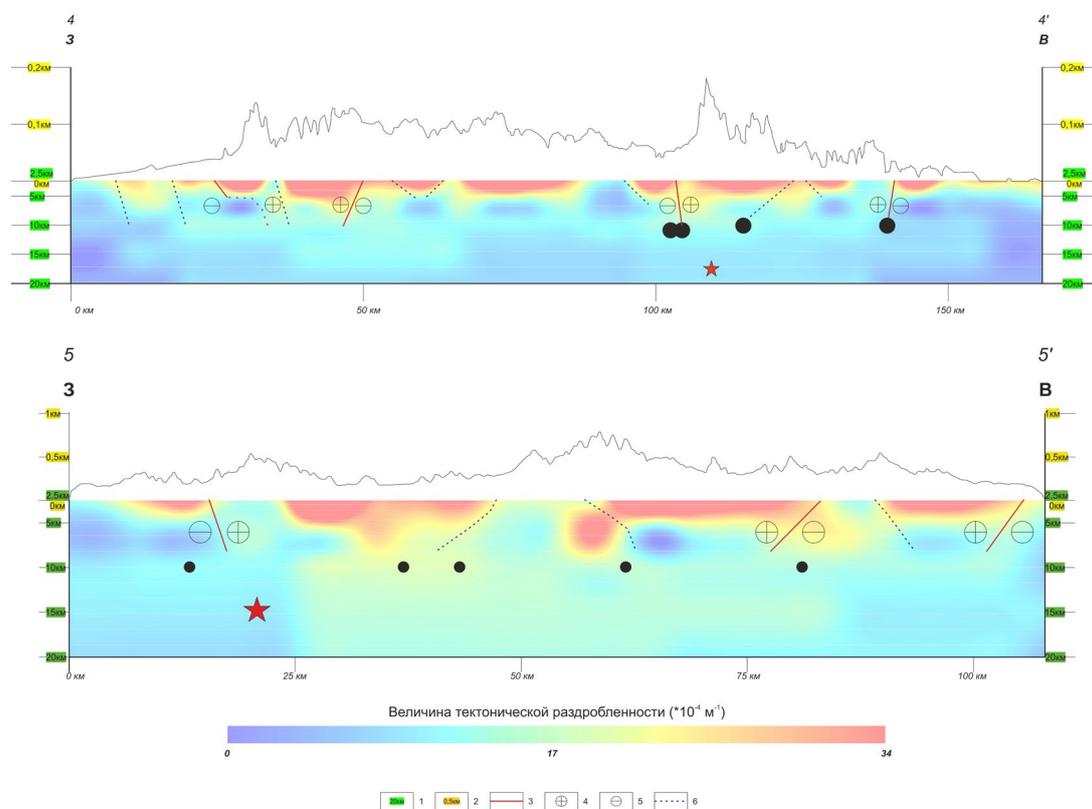


**Рис. 1.** Схема расположения профилей, иллюстрирующих степень тектонической раздробленности Большого Кавказа (А) и о. Сахалин (Б): 1 – «слабые» зоны; 2 – активные разрывные нарушения, по [Zelenin et al., 2022]; 3 – линии профилей; 4 – эпицентры землетрясений с  $M \geq 5,5$  [International..., 2023; Сейсмологический..., 2023]. Черные линии – границы Большого Кавказа и контуры береговой линии о. Сахалин

Таким образом, полученные нами данные указывают на эффективность применения методики Ю.В. Нечаева, направленной на оценку степени раздробленности недр по удельной протяженности «слабых» зон, для уточнения конфигурации разломов на глубине верхней части земной коры.



**Рис. 2.** Вертикальные профили поля тектонической раздробленности, построенные через эпицентры землетрясений с  $M \geq 5.5$  (красные звездочки): 1 – глубина, км; 2 – высота над уровнем моря, км; 3 – разрывные нарушения, по [Zelenin et al., 2022], выраженные в поле тектонической раздробленности; 4 – поднятое крыло; 5 – опущенное крыло; 6 – «слабые» зоны, выраженные в поле тектонической раздробленности



**Рис. 3.** Вертикальные профили поля тектонической раздробленности, проведенные через эпицентры Нефтегорского (4) и Углегорского (5) землетрясений (красные звездочки): 1 – глубина, км; 2 – высота над уровнем моря, км; 3 – разрывные нарушения, по [Zelenin et al., 2022], выраженные в поле тектонической раздробленности; 4 – поднятое крыло; 5 – опущенное крыло; 6 – «слабые» зоны, выраженные в поле тектонической раздробленности

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.
- Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под ред. акад. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
- Сейсмологический каталог службы срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН. URL: <http://www.gsras.ru/new/ssd.htm> Дата обращения: 13.07.2023.
- Цифровая модель рельефа. URL: <https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1nv003/>. Дата обращения: 13.07.2023.
- International seismological catalogue URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue>. Дата обращения: 01.01.2023.
- Zelenin E.A, Bachmanov D.M., Garipova S.T. et al. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Балашов Г.Р.<sup>1</sup>, Агибалов А.О.<sup>1,2</sup>, Кондратов А.Д.<sup>1</sup>, Сенцов А.А.<sup>1</sup>, Холодков К.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: [alekssencov@yandex.ru](mailto:alekssencov@yandex.ru)

Работа посвящена анализу взаимосвязи морфометрических характеристик рельефа Восточного Кавказа с современной сейсмичностью, проведенному с целью оценки возможностей применения геоморфологических методов при выделении сейсмодоменов. Эта задача интересна в методическом отношении, поскольку сейсмичность ряда регионов нашей страны недостаточно изучена с помощью инструментальных наблюдений.

Нами проанализирован ряд морфометрических характеристик: 1) высотные отметки рельефа, 2) крутизна склонов, 3) кривизна рельефа, 4) глубина вертикального расчленения, 5) асимметрия высот, 6) разности базисных поверхностей разного порядка [Философов, 1967]. Эти параметры наиболее часто используют при проведении морфометрических исследований, направленных в том числе на характеристику новейших тектонических движений. Крутизна склонов и кривизна рельефа определены с помощью инструмента «Spatial analyst» программы ArcMap. Глубина вертикального расчленения рассчитана как разность максимальной и минимальной высот в расчетных ячейках размерами 15×15 км [Спиридонов, 1974]. Схемы асимметрии высот позволяют сформировать общее представление о тенденции развития рельефа. Значения этого параметра могут быть отрицательными, нулевыми или положительными. В последнем случае можно сделать предположение о том, что поверхность испытывает нарастающие вертикальное расчленение, т. е. происходит активизация тектонических поднятий. Нулевые значения свидетельствуют в пользу динамического равновесия территории и ее выравнивания. Отрицательные значения (преобладание значений меньших, чем среднее по выборке) также говорят о выравнивании рельефа и уменьшении потенциальной энергии, что можно интерпретировать как ослабление поднятий и инверсией тектонического режима [Трегуб, 2010]. Для оптимизации вычислений асимметрии рельефа по сетке 15×15 км применялся авторский скрипт, написанный К.И. Холодковым и А.Д. Кондратовым (лаборатория геоинформатики ИФЗ РАН) на языке программирования Python. Для сопоставления рельефа с сейсмичностью нами рассчитаны медианные и квартильные значения морфометрических параметров, определенные для всей территории Восточного Кавказа, и в точках — эпицентрах землетрясений. Доверительные интервалы медиан рассчитаны по [ГОСТ..., 2022] для уровня доверия  $\alpha=0.90$  (таблица).

На территории Восточного Кавказа зарегистрированы 7 362 сейсмических событий с глубиной очага до 45 км [International..., 2023], из которых 8 относятся к высокомагнитудным ( $M \geq 5.5$ ). 5 эпицентров таких землетрясений расположены в областях, где значения разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков ниже медианных. 56% эпицентров землетрясений (4 101 событие) расположены в областях, где значения разности базисных поверхностей 2 и 3 порядков выше медианного. В их число попала половина высокомагнитудных событий. 4 792 эпицентров землетрясений (65% от

общего количества), в том числе 5 с  $M \geq 5.5$ , расположены в области, где значения разности базисных высот 3 и 4 порядков ниже медианного.

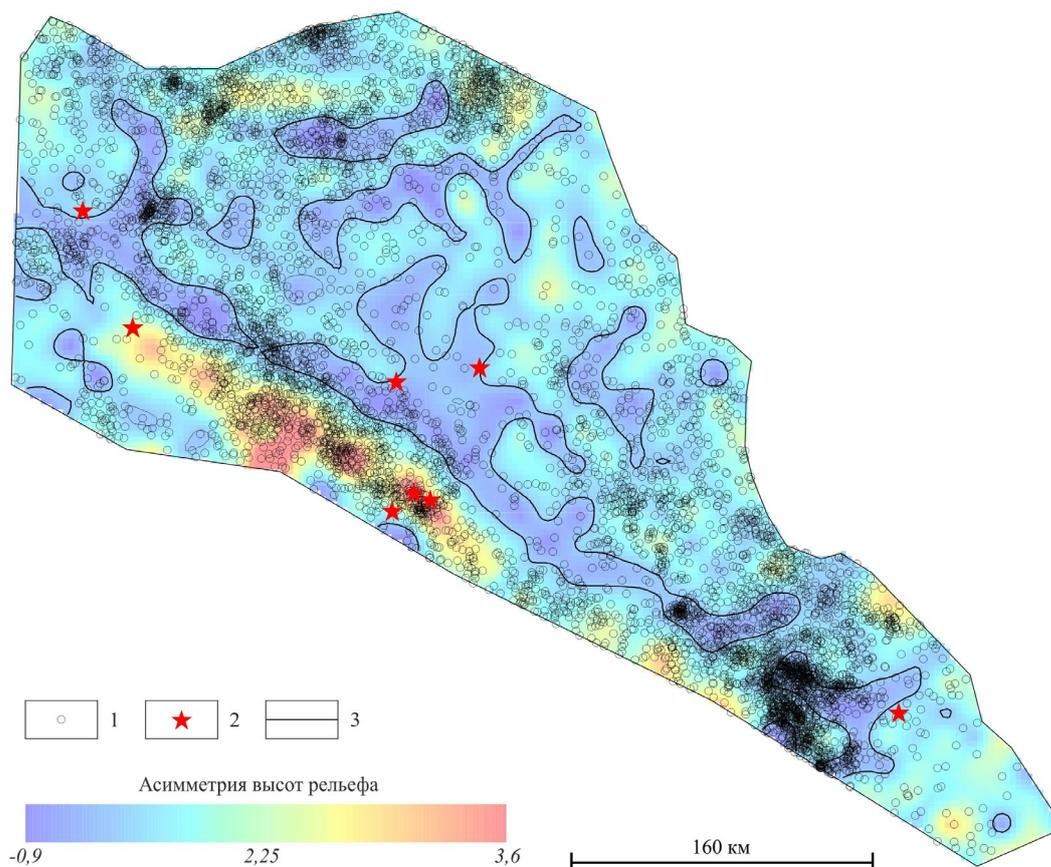
*Таблица. Медианные и квартильные значения морфометрических параметров рельефа Восточного Кавказа*

Морфометрические параметры	Q1	Q2	Q3	Q1	Q2	Q3
	Для всей территории			Для эпицентров землетрясений		
Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	-4	69 [69...70]	224	-14	48 [45...52]	198
Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	17	168 [167...170]	390	27	224 [215...236]	596
Разность базисных поверхностей 3 и 4 порядков, м	123	375 [373...377]	697	94	219 [212...228]	498
Разность базисных поверхностей 4 и 5 порядков, м	60	226 [226...227]	341	8	201 [194...206]	305
Разность современного рельефа и базисной поверхности 4 порядка, м	490	1117 [1113...1122]	1836	446	1093 [1066...1120]	1793
Разность современного рельефа и базисной поверхности 5 порядка, м	646	1342 [1336...1348]	2115	607	1238 [1209...1267]	1953
Глубина вертикального расчленения рельефа, м	831	1436 [1432...1440]	1887	822	1296 [1276...1320]	1794
Крутизна склонов, °	6,1	13,3 [13,2...13,3]	22,2	5,8	12,3 [12...12,6]	21,5
Кривизна рельефа, $\cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	78	184 [183...185]	379	74	175 [171...180]	368
Асимметрия высот рельефа	0,01	0,23 [0,23...0,24]	0,51	0,01	0,23 [0,22...0,24]	0,58
Дисперсия глубины расчленения рельефа, м	76	112 [112...113]	155	89	125 [124...127]	173
Дисперсия крутизны склонов, °	5,1	6,9 [6,9...6,9]	7,9	5,1	6,8 [6,7...6,8]	7,8
Дисперсия кривизны рельефа, $\cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	154	261 [260...262]	349	152	244 [239...249]	346
Дисперсия высот рельефа, м	165	287 [69...70]	387	159	266 [264...268]	368
Средние высоты рельефа, м	705	1383 [1378...1388]	2153	653	1286 [1258...1313]	1957
Плотность «слабых» зон, $\text{м}^{-1}$	0,162	0,205 [0,205...0,205]	0,236	0,148	0,204 [0,202...0,205]	0,234
Высоты рельефа, м	657	1346,542 [1341...1352]	2125			

*Примечание: Q1, Q2, Q3 – первый, второй и третий квартили, соответственно. В квадратных скобках приведены значения доверительного интервала медианы ( $\alpha=0.90$ )*

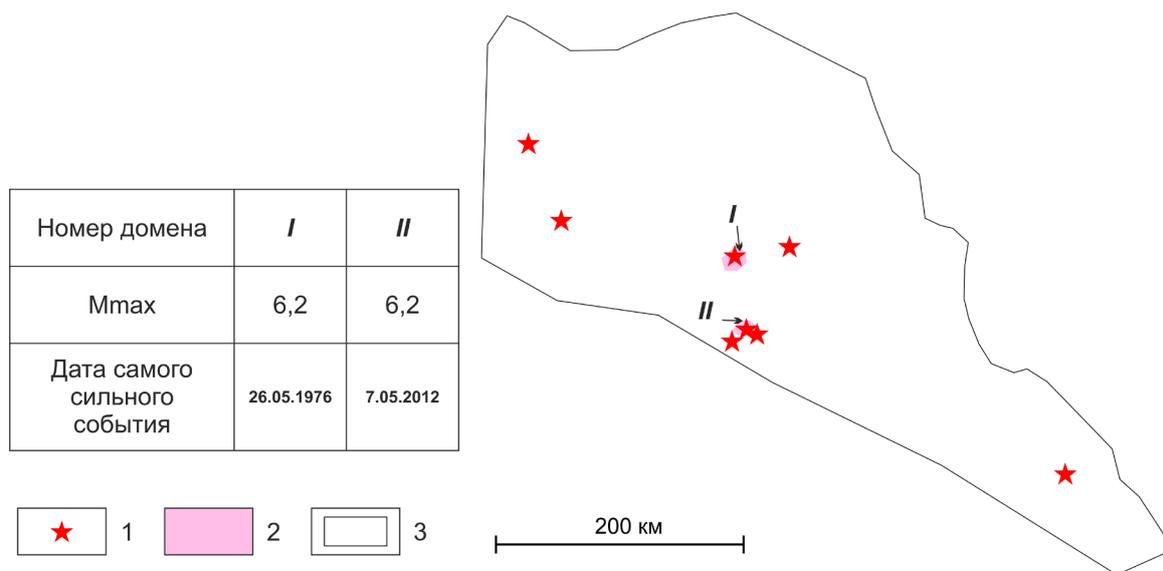
Примерно столько же эпицентров (4 064), среди них 5 с  $M \geq 5.5$ , локализовано в области, где значения разности базисных поверхностей 4 и 5 порядков ниже медианного. Значимой взаимосвязи между поверхностью остаточного рельефа, полученной путем вычитания базисной поверхности 4 порядка из гипсометрической, и пространственным положением эпицентров землетрясений не установлена, однако все эпицентры землетрясений с  $M \geq 5.5$  расположены в областях, где значения этого параметра либо

ниже первого квартиля, либо превышают третий квартиль. 4 173 эпицентров землетрясений (57% от общего количества), в том числе 5 с  $M \geq 5.5$ , расположены в областях, где значения глубины вертикального расчленения рельефа ниже медианного. Взаимосвязи между крутизной склонов, кривизной рельефа и пространственным распределением эпицентров землетрясений не выявлено. 4 365 эпицентров землетрясений (59% от общего количества), в том числе 4 с  $M \geq 5.5$ , попадает в области, где дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа превышает медиану. Значимой взаимосвязи между такими параметрами, как дисперсия крутизны склонов, дисперсия кривизны рельефа, средние высоты рельефа, плотность «слабых» зон, с пространственным положением эпицентров землетрясений не установлено. При этом 4 117 эпицентров землетрясений (56% от общего количества), в том числе 5 с  $M \geq 5.5$ , попадает в области, где значения дисперсии высот рельефа не превышают медиану. 5 эпицентров землетрясений с  $M \geq 5.5$  расположены в областях, где значения асимметрии высот рельефа превышают медиану, а оставшиеся 3 эпицентра локализуются вблизи нулевой изолинии этого параметра. Поскольку положительные значения асимметрии высот рельефа свидетельствуют о восходящих неотектонических движениях, можно предположить, что 3 упомянутых эпицентра приурочены к границам новейших поднятий. В целом 5 550 эпицентров землетрясений (75% от общего количества) расположено в областях положительных значений асимметрии высот рельефа (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема асимметрии высот рельефа Восточного Кавказа: 1-2 – эпицентры землетрясений [International...,2023] с глубиной очага до 45 км и с магнитудой: 1 –  $< 5.5$ ; 2 –  $\geq 5.5$ ; 3 – нулевая изолиния асимметрии высот рельефа

Таким образом, нами установлена значимая взаимосвязь между рядом морфометрических характеристик рельефа и сейсмичностью Восточного Кавказа. По результатам проведенного морфометрического анализа и данным о конфигурации областей максимальных сжимающих напряжений, определенных методом компьютерного геодинамического моделирования в программе RMS компании «Rohac» были выделены 2 сейсмодомена (рис. 2).



**Рис. 2.** Схема сейсмодоменов Восточного Кавказа, выделенных по данным морфометрического анализа рельефа и компьютерного геодинамического моделирования: 1 – эпицентры землетрясений с  $M \geq 5.5$  [International...,2023]; 2 – границы сейсмодоменов; 3 – границы Восточного Кавказа

*Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).*

#### ЛИТЕРАТУРА

ГОСТ Р ИСО 16269-7-2004. Статистические методы. Статистическое представление данных. Медиана. Определение точечной оценки и доверительных интервалов. URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200035332>. Дата обращения: 17.12.2022.

Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1974. 184 с.

Трегуб А.И. Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфометрического анализа // Вестник ВГУ. Серия геология. 2010. №. 2. С. 59–64.

Философов В.П. Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа // Вопросы морфометрии. 1967. Т. 1. Вып. 2. С. 112–146.

International seismological catalogue URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue>. Дата обращения: 01.10.2023.

## СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПЯСИНА (ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР)

*Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [bryan.bryan@yandex.ru](mailto:bryan.bryan@yandex.ru)*

Неотектоническое развитие Таймыра в значительной степени связано с процессом формирования Северного Ледовитого океана. Начало активизации тектонических движений на Таймыре, по мнению многих исследователей, проявилось в позднем палеоцене [Макарьев и др., 2020], что, вероятно, связано с основной фазой рифтинга, протекавшего в это время в Западно-Лаптевском бассейне. Данный рифтинг связывают с последующим раскрытием Евразийского бассейна, начавшегося, по общему мнению, с рубежа палеоцена и эоцена [Никишин и др., 2020]. Начиная с олигоцена, происходило воздымание всей территории Таймыра [Мусатов, 1996].

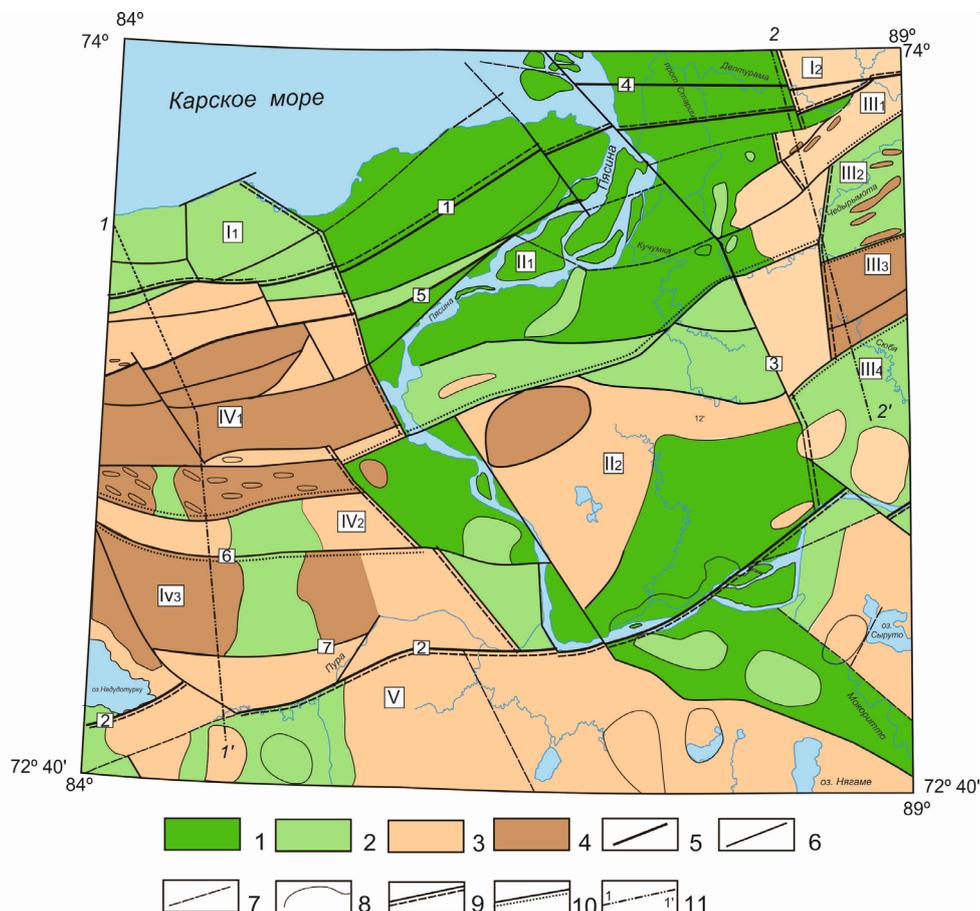
Новейшие структуры Таймыра, выделенные в результате анализа карты масштаба 1:2 500 000, в целом простираются параллельно побережью Карского моря с запад-юго-запада на северо-восток. Исключение составляют Нижнетаймырская и Пясинская впадины, расположенные вкрест простирающихся основных структур и ориентированные субмеридионально [Брянцева и др., 2022]. В западной части Таймырского полуострова в тектоническом плане выделяют Южно-Таймырскую тектоническую зону и южную часть Центрально-Таймырской тектонической зоны, разделяющиеся Пясино-Фаддеевским надвигом [Афанасенков и др., 2016]. В центральной части рассматриваемого района, в пределах Южно-Таймырской зоны, располагается Пясинская впадина или Пясино-Фаддеевская депрессия.

В результате проведенных исследований топографической карты масштаба 1:200 000 по методике, предложенной Н.П. Костенко [Костенко, 1999], была построена структурно-геоморфологическая схема нижнего течения р. Пясина (*рисунок*), на которой можно выделить Северо-Таймырскую равнину (I), Пясинскую впадину (II), Тарейские хребты-поднятия (III), Енисей-Пясинские хребты-поднятия (IV), Енисей-Хатангскую равнину (V).

**Северо-Таймырская равнина (I)** представляет собой морскую пологонаклонную слабо расчлененную поверхность [Государственная..., 2020a], в пределах которой можно выделить Прибрежную равнину и Южно-Ленинские хребты, разделенные Пясинской впадиной. *Прибрежная равнина (I<sub>1</sub>)* протягивается вдоль побережья Карского моря, а ее высота постепенно повышается к югу до 100 м. В результате проведенного структурно-геоморфологического анализа Прибрежная равнина была отнесена к значительно сниженному западному замыканию Северо-Таймырского горного сооружения, в тектоническом плане соответствующего Центрально-Таймырской тектонической зоне [Брянцева и др., 2019]. *Южно-Ленинские хребты (I<sub>2</sub>)* представляют собой западное замыкание Северо-Таймырского горного сооружения [Брянцева и др., 2019] и входят в пределы исследуемой территории только небольшим фрагментом. Суммарные конэрозионные поднятия отдельных хребтов, подразделяемых практически субширотным на данном участке Северо-Пясинским разломом, не превышают 140–157 м.

**Пясинская впадина (II)** имеет субмеридиональное простираение и разрабатывается в настоящее время рекой Пясина. Пясинская впадина, Тарейские и Енисей-Пясинские хребты-поднятия входят в состав Быррангского горного сооружения,

которое в целом соответствует Южно-Таймырской тектонической зоне [Брянцева и др., 2019].



**Рисунок.** Структурно-геоморфологическая схема нижнего течения р. Пяси́на. Суммарные поднятия за конэрозионный этап развития (в м): 1 – до 50, 2 – 51–100, 3 – 101–200, 4 – более 200; 5 – разломы I ранга; 6 – разломы более мелких рангов и зоны трещиноватости; 7 – линеаменты; 8 – границы отдельных поднятий; 9 – границы структур I ранга; 10 – границы структур более мелких рангов; 11 – линии профилей. Римскими цифрами на схеме обозначены: I – Северо-Таймырская равнина (I<sub>1</sub> – Прибрежная равнина, I<sub>2</sub> – Южно-Ленинские хребты); II – Пясинская впадина (II<sub>1</sub> – низменность Кучумка, II<sub>2</sub> – равнина Сюдавейтари); III – Тарейские хребты-поднятия (хребты: III<sub>1</sub> – Северо-Тарейский, III<sub>3</sub> – Южно-Тарейский; впадины: III<sub>2</sub> – Чедырымота, III<sub>4</sub> – Сюбя); IV – Енисей-Пясинские хребты-поднятия (хребты: IV<sub>1</sub> – Северо-Пясинский, IV<sub>3</sub> – Южно-Пясинский; IV<sub>2</sub> – впадина Дянгур); V – Енисей-Хатангская равнина. Разломы – арабские цифры: 1 – Пясино-Фаддеевский, 2 – Пуринский, 3 – Западно-Минский, 4 – Северо-Пясинский, 5 – Красносопочинский, 6 – Кырсинско-Пемпильский, 7 – Сырадасайский

Лишь прибрежная часть Пясинской впадины, расположенная к северу от Пясино-Фаддеевского разлома, в тектоническом плане соответствует Центрально-Таймырской зоне. В ходе сопоставления результатов структурно-геоморфологического анализа с опубликованными материалами предшественников было выявлено, что Пясино-Фаддеевский разлом (надвиг) в настоящее время развивается унаследованно, так как имеет выражение в рельефе, образованном верхнеоплейстоцен-голоценовыми отложениями. Помимо подновления он также претерпел усложнение, поскольку в современном структурном плане разбит секущими разрывами северо-западного простирания на ряд смещенных относительно друг друга фрагментов.

Пясинская впадина отделяется от Тарейских хребтов на востоке и от Енисей-Пясинских на западе системой северо-северо-западных и субмеридиональных разломов. В результате проведенного исследования расположенная вкрест простирания основных новейших структур Таймыра Пясинская впадина была разделена на две части, которым даны условные названия – низменность Кучумка ( $II_1$ ) и равнина Сюдавейтари ( $II_2$ ). Граница между ними в тектоническом плане совпадает с южной границей Дюмталейской синклинали, определяющейся разломом [Макарьев и др., 2020], который в настоящее время развивается унаследованно.

*Низменность Кучумка ( $II_1$ )* является продолжением прибрежной зоны Пясинской впадины и слабо от нее отличается в рельефе. Высота поверхности редко превышает 50 м. Голоценовые аллювиальные отложения р. Пясины и аллювиально-морские в ее дельте вложены в комплекс субгоризонтальных морских террас позднеплейстоценового возраста, которые в совокупности занимают большую часть территории впадины [Макарьев и др., 2020]. На левобережье р. Пясины над поверхностью террасированной морской равнины возвышаются отпрепарированные гряды силлов долеритов раннетриасового возраста, размещающиеся среди неустойчивых к денудации терригенных пород перми [Государственная..., 2020a]. К востоку у границы с Тарейскими хребтами-поднятиями высота поверхности впадины увеличивается. Это может быть связано с распространением большого количества силлов долеритов раннетриасового возраста, размещающихся в верхнепалеозойских карбонатно-терригенно-угленосных отложениях, увеличением мощности моренных отложений муруктинского оледенения [Макарьев и др., 2020] или неотектоническими движениями, которые способствуют вовлечению в поднятие окраин впадины, граничащих с воздымающимися Тарейскими хребтами.

В пределах низменности Кучумка по косвенным геоморфологическим признакам было выделено несколько субширотных и восток-северо-восточных линейментов или зон трещиноватости, примерно параллельных Пясино-Фаддеевскому разлому. Некоторые из них совпадают с древними разрывами (Западно-Минский, Красносопочинский), что свидетельствует об унаследованном развитии. Отдельные сегменты Красносопочинского разлома, расположенного южнее Пясино-Фаддеевского, смещены по сдвигам северо-западного простирания. Особенно хорошо сдвиг в рельефе фиксируется по Западно-Минскому разлому.

*Равнина Сюдавейтари ( $II_2$ )* располагается на юге Пясинской впадины, отделяясь от низменности Кучумка по разлому восток-северо-восточного простирания. Она локализована на месте Сырадасайской синклинали и горст-антиклинали, расположенной между Дюмталейской и Сырадасайской синклиналями. Средняя высота поверхности равнины составляет 50 м, но поскольку подавляющая часть доюрского фундамента перекрыта мореной и флювиогляциальными отложениями муруктинского оледенения, высоты увеличиваются до 100–150 и даже более метров. Поверхность равнины также осложнена небольшими куполовидными поднятиями разного генезиса – отпрепарированными малыми интрузивными телами, формами рельефа, характерными для областей развития покровных оледенений и др.

Ограниченный разломами крупный блок с абс. отм. более 200 м в северной части равнины с последней эпохи тектонической активизации, начавшейся с рубежа среднего и позднего плейстоцена [Федоров и др., 2001], судя по всему, не испытывает восходящих движений. На спокойную обстановку здесь косвенно указывают широкая аккумулятивная равнина р. Пясины со средними высотами до 50 м, развивающаяся с каргинского времени [Макарьев и др., 2020], разветвленное современное русло реки,

заболоченная пойма интенсивно меандрирующей реки Сюдавейтари. Разрывы северо-западного простирания, ограничивающие этот блок с запада и востока, тем не менее, развиваются унаследованно. Возможно, что юго-западная часть равнины Сюдавейтари, ограниченная разломами, испытывает поднятие, поэтому на данном участке р. Пясины имеет прямолинейное русло и совершает преимущественно донную эрозию.

**Тарейские хребты-поднятия (III)** расположены к востоку от Пясинской впадины и отделяются от нее по системе разломов преимущественно северо-западного простирания. Они относятся к невысоким западным отрогам Быррангского горного сооружения. Для Тарейских хребтов, как и для всего Быррангского горного сооружения, характерно восток-северо-восточное направление зон новейших разрывов, которое совпадает с направлением более древней мезозойской системы складчатости. Тарейские хребты представляют собой складчато-блоковое сооружение, отдельные блоки которого перемещаются с разной скоростью и являются активными в настоящее время. В пределах Тарейских хребтов-поднятий можно выделить отдельные хребты – Северо-Тарейский (III<sub>1</sub>) и Южно-Тарейский (III<sub>3</sub>), а также впадины – Чедырымота (III<sub>2</sub>) и Сюбя (III<sub>4</sub>).

**Енисей-Пясинские хребты-поднятия (IV)** или Западно-Быррангское низкогорье представляют собой западное замыкание гор Бырранга, отделенное от основных хребтов Пясинской впадиной [Государственная..., 2020б]. Суммарные конэрозионные поднятия имеют высоту 200–250 м. Эти невысокие хребты распадаются на отдельные возвышенности, отделяемые друг от друга долинами рек, наиболее крупной из которых является р. Сырадасай. Речные долины интенсивно меандрирующих рек часто подчинены неотектонике района. Енисей-Пясинские хребты в настоящее время, вероятно, испытывают поднятие, на что косвенно указывают V-образный профиль р. Пура и врезанные меандры р. Малая Пура в пределах выделенной структуры. Широко распространенные силлы и дайки умереннощелочных и нормальнощелочных основных пород позднепермского и раннетриасового возраста [Государственная..., 2020а; 2020б] образуют в рельефе возвышенности. В новейшей структуре в пределах Енисей-Пясинских хребтов-поднятий можно выделить Северо-Пясинские (IV<sub>1</sub>) и Южно-Пясинские (IV<sub>3</sub>) хребты и подразделяющую их впадину Дянгур (IV<sub>2</sub>).

**Енисей-Хатангская равнина (V)** отделяется от Таймырской складчатой системы на значительном протяжении Пуринским разломом, отчетливо выраженным в рельефе и представляющим собой взброс, сопровождающийся субвертикальными оперяющими нарушениями [Макарьев и др., 2020].

Рассматриваемая равнина является частью Северо-Сибирской равнины, которая в тектоническом плане соответствует Енисей-Хатангскому прогибу, в настоящее время испытывающему прогибание [Брянцева и др., 2019]. Средняя высота Енисей-Хатангской озерно-ледниковой равнины, сформированной в каргинское и сартанское время, располагается на высотах 50–100 м. Широкие корытообразные долины субмеридионального и северо-западного простирания разрабатываются крупными реками. Их формирование может быть связано с наличием подпрудных ледниковых озер, существовавших в четвертичное время. В пределах Енисей-Хатангской равнины по косвенным геоморфологическим признакам можно выделить несколько линеаментов северо-западного простирания, а также локальные поднятия с высотами до 150–200 м. Невысокие или слабо выраженные в рельефе поднятия, откартированные при анализе рельефа и показанные на структурно-геоморфологической схеме, хорошо коррелируются с Карско-Хатангской мегагрядой, Тарейским валом, Усть-Тарейским поднятием и другими структурами фундамента, выявленными при геофизических исследованиях [Кушнир, 2018].

Таким образом, формирование Пясинской впадины, расположенной вкрест простирания основных структур Таймырского полуострова, могло происходить в условиях субмеридионального сжатия, которое на современном этапе является региональным полем напряжений для Таймыра [Голдырев, Юрченко, 2002], а подразделение ее на две неоструктуры, по-видимому, связано с древним структурным планом, а именно синклиналиями субширотного простирания, разделенными горст-антиклиналью.

*Исследование выполнено в рамках Госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова (№ гос. регистрации АААА-А16-116033010119-4).*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В.* и др. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.

*Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промылова М.Ю.* и др. Новейшие структуры Западного Таймыра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2019. № 6. С. 17–23.

*Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.* Новейшие структуры центральной части Северо-Таймырского горного сооружения // Мат-лы Всеросс. научн. конф. «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов». М.: Перо, 2022. С. 202–212.

*Голдырев А.Е., Юрченко О.С.* Новейшая разломная и блоковая тектоника Хутудинской площади Мининского района (Северо-Западный Таймыр) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2002. № 6. С. 54–57.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание 2-е. Серия Таймырская. Лист S-45-XIX, XX (зим. Староморжово). Объяснительная записка. М.: Моск. филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020а. 60 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-45-XXV, XXVI (исток р. Быстрая). Объяснительная записка. М.: Моск. филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020б. 72 с.

*Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.

*Кушнир Д.Г.* Геодинамика полуострова Таймыр по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 81–92.

*Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Молчанова Е.В.* и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. 3-е поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 450 с.

*Мусатов Е.Е.* Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.

*Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И.* Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана // Вестник РАН. 2020. Т. 90. № 5. С. 434–446.

*Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большианов Д.Ю.* Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Изв. РГО. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 76–81.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (АНТАРКТИКА)

Дунаев Н.Н.<sup>1</sup>, Гордеев Н.А.<sup>2</sup>, Кузнецов М.А.<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> *Институт Океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия e-*

<sup>2</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

<sup>3</sup> *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [dunaev@ocean.ru](mailto:dunaev@ocean.ru), [gord@ifz.ru](mailto:gord@ifz.ru), [KuzMiArGeo@yandex.ru](mailto:KuzMiArGeo@yandex.ru)*

### Введение

Геоморфологический анализ топокарт и космоснимков вулканического острова Десепшен в Антарктике был выполнен с целью изучения его особенностей и создания картографической модели разломной тектоники и тектонических напряжений. Геоморфологическая карта и генерализованный профиль острова были построены на основе этого анализа. Особое внимание уделено изучению рельефа в условиях вулканизма и его расположения в субантарктической перигляциальной зоне с влажным и прохладным океаническим климатом. Были определены наиболее характерные элементы геоморфологической структуры, которые являются основой для выявления особенностей и создания картографической модели разломной тектоники и тектонических напряжений.

В настоящее время множество стран проводят целенаправленные научные исследования в Антарктике. Наше государство определяет свои интересы в регионе на основе Распоряжений, Постановлений и Поручений Правительства, с целью укрепления своего международного престижа через различные виды деятельности, включая научные исследования о Земле.

### Методы и результаты

Остров Десепшен в Антарктике привлекает различных исследователей из-за его значимости в природном, научном, историческом, просветительском и эстетическом плане. Этот остров был открыт морскими промысловиками Уильямом Смитом и Эдвардом Брансфилдом 19 февраля 1819 года (в некоторых источниках указывается 29 января 1820 года), а первым человеком, который посетил его, был 21-летний морской охотник Натаниэль Палмер 15 ноября 1820 года. Остров был назван Десепшен из-за его обманчивого внешнего вида, который кажется обычным островом, но на самом деле имеет форму подковы или разорванного кольца вокруг бухты (*рис. 1*). Он входит в состав Южных Шетландских островов (*рис. 2*) и является активным стратовулканом типа стромболи, у которого затоплена кальдера, образовавшаяся в голоцене после мощного извержения. Горные породы этого острова представлены базальтами и андезито-базальтами, возраст которых составляет менее 750 тысяч лет.

Ученые из Аргентины, Великобритании, Испании и других стран проводили исследования геоморфологической структуры [*Smellie at all, 2002*] и разрывной тектоники острова с использованием различных методологических подходов. Одной из основных задач авторов было создание картографических моделей, которые наглядно отобразили бы геоморфологию и разрывную тектонику острова Десепшен, а также процессы, формирующие его рельеф.



Рис. 1. Остров Десеппен. [British..., 2023]

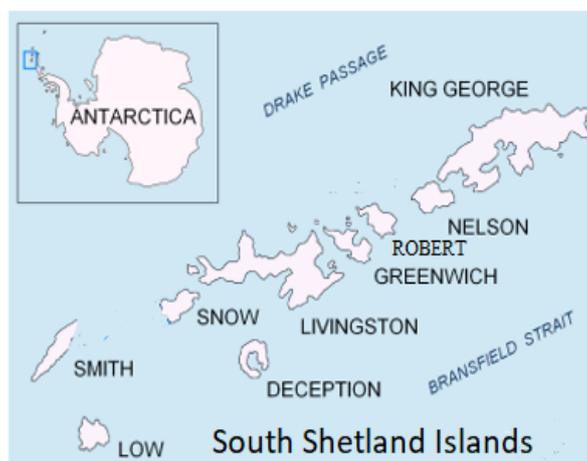


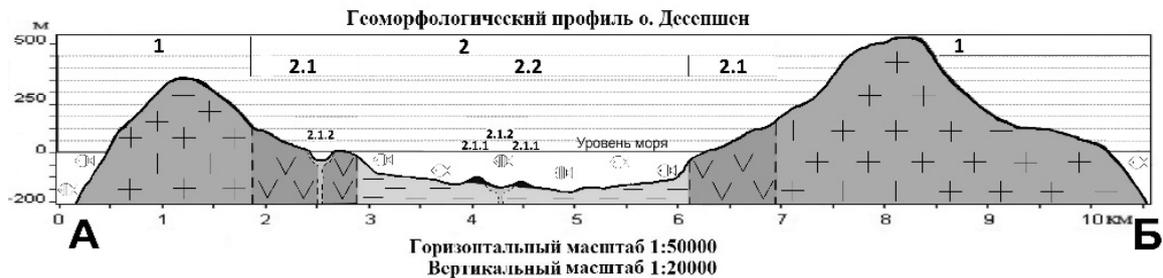
Рис. 2. Местоположение о. Десеппен

Был проведен анализ литературных данных о геологическом и геоморфологическом строении острова Десеппен. При этом была составлена цифровая модель его рельефа масштаба 1:25000 с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.3 через метод интерполяции Торо to Raster. Целью анализа было синтезировать данные, отраженные на топографических картах XX и начала XXI веков, с возможностью их компьютерной обработки.

Была проведена геоморфологическая интерпретация различных топографических и геологических карт, а также дешифрирование различных космических снимков среднего, высокого и сверхвысокого разрешения из ресурсов Google Earth и Bing. В районах острова, покрытых льдами и снежниками, были проанализированы данные о температуре земной поверхности с помощью TIRS (Thermal Infrared Sensor) из спутника Landsat 8. Линейные увеличения температуры отражали возможные тектонические нарушения.

Тектонические разрывы и трещины были выделены путем изучения линеаментов рельефа с использованием определенной методики [Применение геом. метод..., 1970; Костенко и др., 1999; Брянцева и др., 2012]. В рельефе острова Десеппен эти разрывы связаны с изменением гребней поднятий, расширением или сужением отдельных элементов рельефа, коленообразными формами изогипс и их сгущением на значительном протяжении, направлением трещин отседания, линейным расположением микрократеров, водотоков и паро-газовых выходов. Системность линеаментов также говорит о их разломно-тектонической природе.

На *рисунке 3* представлены основные геоморфологические домены острова Десеппен – сомма, кальдера и кратер.



**Рис. 3.** Генеральный геоморфологический профиль о. Десеппшен. Условные обозначения: 1 – Somma; 2 – область кальдеры; 2.1 – экзогенно выветренный склон, 2.1.1 – посткальдерные вулканические конусы, 2.1.2 – посткальдерные микрократеры, 2.2 – область кратера

Основной характеристикой рельефа является низкое холмогорье с платообразными верхними поверхностями, которые выделяются вулканотектоническими поднятиями на высоте свыше 200 метров. Рельеф состоит из внешних и внутренних склонов с разным происхождением и геоморфологической структурой. Внутренние склоны покрыты курумами, а их верхние части имеют трещины и нивационные террасы. На внешних склонах обычно отсутствуют проявления посткальдерного вулканизма. Центральная часть острова представляет собой кальдеру в форме квазиэллипса СЗ простирания, внутри которой находится бухта Порт Фостер. Дно кальдеры осложнено микрократерами и микроконусами, а также оползнями. Форма кальдеры свидетельствует о ее образовании в результате обрушения по разломам и относится к блок-кальдерам. Склоны кальдеры являются пологими из-за оползаний и отседания ее бортов и сопредельных участков соммы под влиянием сейсмической активности и внутреннего тепляющего микроклимата острова. Этот микроклимат обусловлен деятельностью нескольких десятков рассеянных эруптивных жерл внутри кальдеры, которые активно выбрасывают пар и газы, а также имеют термальные источники.

С целью реконструкции новых данных о тектонических напряжениях использовались выявленные линеаменты, которые были идентифицированы как тектонические трещины и разломы. Для обработки этих данных было использовано программное обеспечение SimSGM [Сим, 1991; Гордеев, Молчанов, 2019], которое применяет методы компьютерного зрения, написанные на языке программирования Python. Суть этих процедур заключается в выделении "скелета" рельефа на основе карты высот или выделении "резких" прямолинейных неоднородностей цветов пикселей на космическом снимке. В случае, если требуется более детальный анализ, оператор имеет возможность редактировать снимок, наносить на него линеаменты и проводить анализ с использованием "палетки Гзовского" [Гзовский, 1954]. Этот метод предоставляет информацию о направлении сдвига, осях напряжений и других факторах, таких как транспрессия и транстенсия, которые осложняют обстановку.

После проведения тектонофизических исследований, была создана подробная схема напряженного состояния острова Десеппшен. Благодаря более чем 3500 обнаруженным мегатрещинам удалось определить стабильные направления сдвиговой компоненты по 20 основным разрывам. В Северо-Западном квадранте преобладают правые сдвиги, которые имеют почти одинаковое простирание, а также наблюдаются обстановки транспрессии. В Северо-Восточном квадранте имеются два разрыва, где одновременно реконструируются как правые, так и левые сдвиги. Южный квадрант

характеризуется двумя системами разрывов, представляющими диагональное простирание, при этом преобладают компоненты левостороннего смещения. Восточный борт кальдеры характеризуется обстановками трансенсии, где чередуются правые и левые сдвиги. Общее поле напряжений (рис. 4А) имеет главный максимум горизонтального сжатия в Северо-Западном направлении, а второй максимум в Северо-Восточном направлении, хотя он менее выражен. Мегатрещины (рис. 4Б) обладают субмеридиональной вытянутостью, но при этом равномерно распределены по эллипсу, что создает косвенный признак субмеридионального сжатия. Разрывы (рис. 4В) в основном ориентированы в Восток-Северо-Восток направлении.

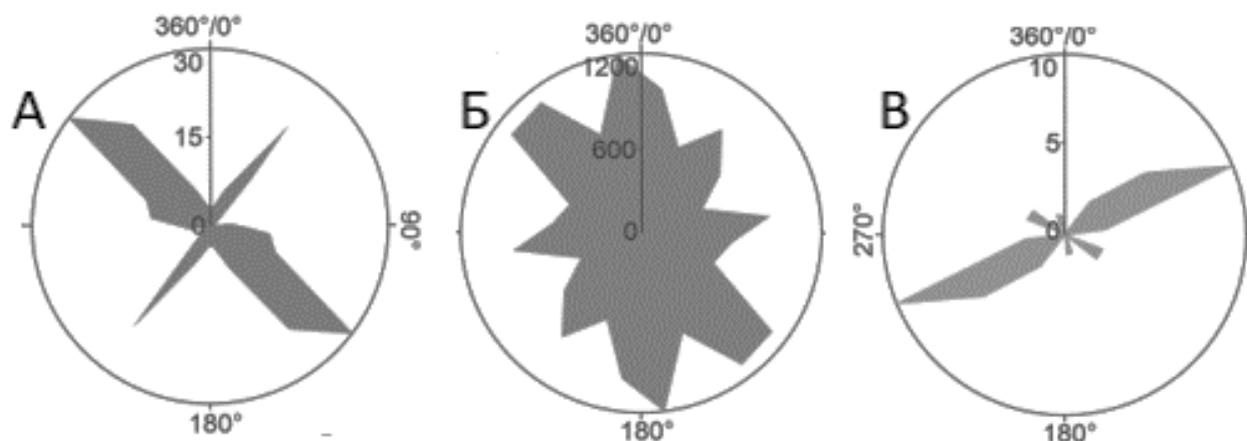


Рис. 4. Розы-диаграммы простираний: А) оси сжатий; Б) мегатрещины; В) разрывы. Цифры в кругах – количество объектов (замеров) одинакового простирания. Характеризуют подробность выборки. (Например, значение 5 на пересечении окружности и радиуса – означает, что в пике розы-диаграммы – 5 осей)

### Выводы

Высотная и геоморфологическая структура исходного конусообразного острова изменилась после образования кальдеры. Рельеф стал более дифференцированным, с появлением активных мезо- и микроформ вулканического происхождения, новых склонов и влиянием эндогенных флюидов. Также изменилась направленность и сила временных водотоков, с большей их частью, впадающей в кальдеру. После образования кальдеры, вулканический склон стал более подвержен сейсмической активности, что способствует осыпям, обвалам и оползням, а также образованию селевых потоков. Однако, интенсивность процессов на внешних склонах уменьшилась из-за уменьшения высот рельефа вулкана. Климат также играет роль в рельефообразовании, особенно на внешних склонах острова, где высота нивального яруса сократилась из-за дифференцированного снижения высот.

Остров Десепшен находится в состоянии неоднородного напряжения. Это подтверждается тем, что все реконструкции имеют элементы трансенсии или трансенсии. Будущие исследования позволят определить кинематику разрывных нарушений на острове и особенности распределения их типов. Примененный тектонофизический метод поможет выяснить основное напряженное состояние острова Десепшен.

Работа выполнена в соответствии с темой госзадания ИО им. П.П. Шириова № FMWE-2021-0004.

*ЛИТЕРАТУРА*

*Брянцева Г.В., Короновский Н.В.* К проблеме выделения линеаментов // Геологическая среда, минералогические и сейсмодетектонические процессы. Воронеж, 2012. С.71-74

*Гордеев Н.А., Молчанов А.Б.* Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.

*Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.

*Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И.* Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. М.: МГУ, 1999. 120 с.

Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970. 296 с.

*Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

British Antarctic Survey URL: <http://www.bas.ac.uk/antarctic>. Дата обращения: 21.03.2023.

*Smellie J.L., Lopez-Martinez J., Headland R.K. et al.* Geology and Geomorphology of Deception Island. // British Antarctic Survey (BAS). GEOMAP SERIES, Sheet 6A and 6B. Cambridge, 2002. 77 pp.

## НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

*Зайцев В.А., Панина Л.В.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [v.zaitsev@mail.ru](mailto:v.zaitsev@mail.ru), [panina53@mail.ru](mailto:panina53@mail.ru)*

Основной целью данной работы является обзор итогов дешифрирования космических снимков, с точки зрения интерпретации полученных материалов, поскольку, во-первых, современные технологии космического зондирования позволяют работать с высокой степенью детальности и, во-вторых, выполнять корреляцию полученных результатов с различными геофизическими, геохимическими, геодезическими и геологическими данными. Все это позволяет решать целый комплекс новых научных задач, касающихся геодинамики и гидродинамики. В качестве примеров рассмотрим несколько объектов, находящихся в пределах Восточно-Европейской платформы.

Первым объектом исследования была Абдрахмановская площадь Ромашкинского месторождения. Особенностью данной работы являлось полевая эманационная съемка концентраций гелия и водорода в подпочвенном слое. Полученная информация о характере тектонической нарушенности и степени проницаемости данной территории позволила значительно более точно оценить характер размещения и особенности добычи нефти и газа. При выполнении работ был использован следующий комплекс методов:

а) ручное и автоматическое дешифрирование космических снимков среднего (>30м) и высокого (5метров) уровня разрешения;

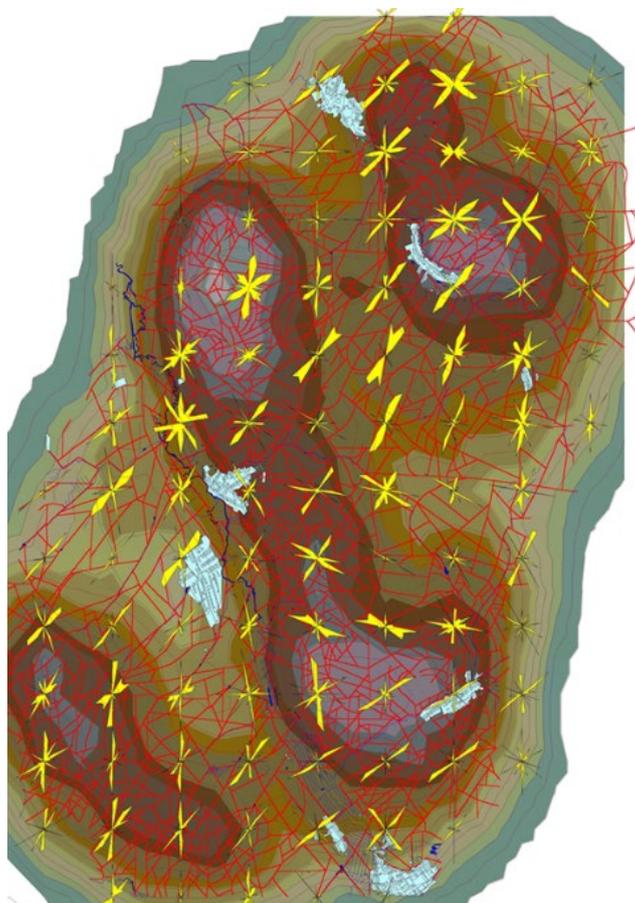
б) анализ топографической основы 1:25000 масштаба, с построением структурно-геоморфологических профилей и выявления новейших разрывных нарушений, имеющих вертикальную составляющую амплитуды смещения;

д) выявления зон повышенной проницаемости с помощью замеров концентрация гелия в родниках;

е) заверка выявленной сети разрывных нарушений с помощью съемки концентраций водорода в подпочвенном слое.

В результате проведенного анализа топографических карт масштаба 1:25 000 и детального космического снимка удалось выявить в пределах исследуемой территории серию мелких блоковых неотектонических структур, разделенных малоамплитудными разрывными нарушениями или зонами повышенной трещиноватости. Общее количество линиментов на данной схеме составляет 1955; длина линеаментов колеблется от 21 до 5840м при средней длине – 641м. Все выявленные линеаменты занесены в базу данных, где каждому присвоен собственный номер, указана его длина, ориентировка, характерные дешифровочные признаки, а также степень проявленности в рельефе главных структурных поверхностей (поверхность фундамента, подошва верхнего известняка, кровля бобриковского горизонта, кровля башкирского яруса). Проведенное дешифрирование позволило выявить основную разломную сеть изучаемой территории, и тем самым оценить степень ее тектонической раздробленности (*рис. 1*). На полученной схеме хорошо видно, что основным «структурным каркасом» на Абдрахмановской площади являются крупные линеаментные зоны, имеющие главным образом северо-западные и северо-восточные простирания. Более точно охарактеризовать степень раздробленности рассматриваемой территории можно с помощью статистической

обработки результатов дешифрирования. Рассмотрим результаты статистического анализа выявленных линеаментов.



*Рис. 1. Результаты дешифрирования территории Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения. Условные обозначения в тексте*

На *рисунке 1* показаны плотности линеаментов по сумме длин, заключенных внутри скользящего окна ( $1 \times 1$  км). Из него видно, что максимальные значения плотности линеаментов находятся в пределах наиболее приподнятых участков Абдрахмановской площади. В основном эти участки располагаются вдоль юго-западных склонов водоразделов, реже - на северо-восточных склонах и практически отсутствуют по долинам рек. Характер ориентировок линеаментов в разных блоках существенно различается. Можно выделить блоки повышенной раздробленности, созданные «ортогональной» и «диагональной» системами трещин и характерные для участков с повышенной плотностью линеаментов; блоки, обособленные из-за преобладания одного или двух простираний линеаментов. Эти отличия, связанные с первичной делимостью и последующей тектонической деструкцией горных пород, могут иметь принципиальное значение для проведения геодинамического районирования, и их необходимо учитывать при проектировании и эксплуатации скважин. Сжимающие тектонические напряжения, вызвавшие образование закрытых экранирующих разрывов, снижают проницаемость горных массивов, а растягивающие - ее увеличивают. В обоих случаях изменение напряженного состояния влияет на фильтрационные характеристики пластов. Отметим, что наиболее прерывистые участки располагаются на пересечении главных северо-

западных разрывных нарушений и оперяющих их северо-восточных и субширотных разрывах второго порядка. Несмотря на форму максимумов плотности, линеаменты имеют самую различную ориентировку. Такое сочетание пространственного расположения линейных структур чаще всего формируется при комбинации сдвиговых и сжимающих нагрузок, т.е. в условиях траспрессии. Однако более точно реконструировать механизм формирования дизъюнктивных нарушений можно с учетом степени проницаемости зон разрывов разной ориентировки. Такие исследования были выполнены методом оценки концентраций подпочвенного водорода. Методика эманационного выявления структурных геологических неоднородностей земной коры базируется на представлении о глубинной дегазации Земли. Современные данные свидетельствуют о первично восстановленном характере глубинных газов. Обычно в состав глубинной газовой струи входят водород, гелий, азот, метан, а также продукты их окисления (вода и углекислый газ). Основными каналами дегазации земной коры являются зоны разломов, над которыми фиксируются аномальные концентрации перечисленных газов. Разломные зоны (участки раз дробленных дезинтегрированных пород), могут служить путями миграции углеводородного флюида. Унаследованная трещиноватость может существенно влиять на миграцию углеводородных флюидов и местоположение их скоплений. В данной работе для индикации наиболее проницаемых участков земной коры (зон разломов) измерялась концентрация подпочвенного водорода с помощью прибора «Водородный сигнализатор геофизический ВСГ-02». Активно деггазирующие сквозные разломные структуры в рамках абиогенной, а также синтетической концепций могут интерпретироваться как каналы древнего или современного подтока углеводородов. При этом при воздействии внешних (относительно залежей углеводородов) потоков водорода за счет восстановительных процессов снижается плотность нефтей. Газометрические работы на Абдрахмановской площади проводили путем профилирования. Было пройдено четыре магистральных профиля: три субширотных (Южный, Центральный и Северный) и «сшивающий» их субмеридиональный профиль. Эти профили пересекли основные структурно-морфологические единицы изучаемой площади: два полных и одно половинное пересечения долины р. Степной Зая и соответственно грабена Степного Зая; два полных пересечения субпараллельной ему долины (грабена) р. Камасу, по одному пересечению оперяющих (нормальных) структур второго ранга. Общая протяженность пройденных профилей составила 57150 м, а общее число измерений подпочвенного водорода - 1143. Шпур для измерений подпочвенного водорода располагались через 50 м. В процессе проведенных исследований установлено, что водородное поле над Абдрахмановской площадью Ромашкинского месторождения очень выдержанное и однородное, размах крайних измеренных значений составляет примерно 1,5 ppm (рис. 2).

Распределение водорода отражает структурно-геоморфологические особенности территории. В целом фон понижен в пределах грабена Степного Зая и повышен на северо-востоке территории. В пиках концентрации водорода отчетливо проявились разломы, оконтуривающие грабенообразные структуры: субмеридиональные (Степного Зая и Камасу) и поперечные к ним (соответственно Кудашская и Игрязьская).

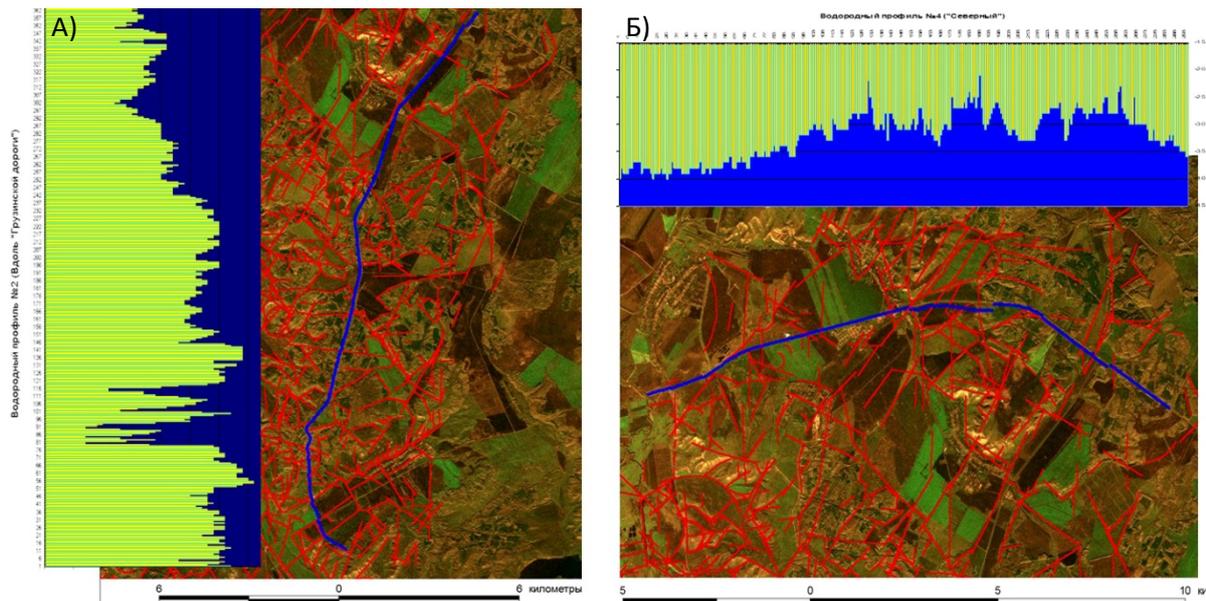


Рис. 2. Результаты эманаций почвенного водорода по: (А) профилю 2 вдоль «Грузинской дороги» и (Б) профилю 4 «Северному». Условные обозначения в тексте

Разломы субмеридионального на правления характеризуются более широкими (сотни метров) «размытыми» пиками концентраций водорода (относительные концентрации водорода составляют 0,5-1 ppm). Разломы субширотного направления, даже самые мелкие и незначительные, выделяются отчетливыми очень узкими (первые десятки метров) пиками более низких относительных концентраций (0,1-0,5 ppm). Описанный характер водородных аномалий над разломными зонами Абдрахмановской площади Ромашкинского место рождения указывает на то, что основной (по массе) поток водорода (и, возможно, других газов) выделяется через разломы субмеридионального направления, которое является главным, общерегиональным и даже глобальным - Уральским. Однако разломы широтного простирания также отличаются повышенной проницаемостью, поток водорода, даже незначительный, может в них локализоваться, т.е. структуры субширотного простирания являются подновленными относительно субмеридиональных. Таким образом, методом водородного профилирования удалось подтвердить большинство дешифрованных разрывных нарушений и выявить несколько самостоятельных зон. Полученные концентрации почвенного водорода позволяют предположить, что проницаемость северо-восточных нарушений больше, чем северо-западных. Это может быть связано с определенным напряженным состоянием данных участков рассматриваемой территории. На самом протяженном (371 замер) субмеридиональном профиле отчетливо фиксируется наличие повышенного фона водорода в северо-восточной части территории. Кроме того, отмечается закономерное нарастание фоновых значений (в целом на 0,52 ppm) к северу, начиная от юго-западного борта Камской структуры. К югу от этой структуры фон относительно стабильный, хотя заметны незначительно повышенные фоновые значения в центральной части территории относительно южной. При опробовании западного участка Центрального профиля (западнее пос. Абдрахманово) была выявлена аномальная зона концентраций водорода между двумя разломными зонами северо-восточного простирания. Эта аномалия свидетельствует о повышенном потоке водорода над данным участком. Здесь же геофизическими методами (НВСП) была установлена грабенообразная структура в фундаменте, точно соответствующая разломной структуре на поверхности. Таким

образом, подтвердился «сквозной» характер данной блоковой структуры и потенциальная возможность использования эманационной съемки для выявления глубинных структур, вплоть до поверхности фундамента. Выявленные закономерности в характере тектонической нарушенности, а также в особенностях проницаемости пластов Абдрахмановской площади подтверждаются эксплуатационными параметрами рассматриваемой площади. Так, анализ показывает на ряде участков повышенную величину закачки жидкости в скважину, в частности на участках вдоль восточного борта долины р. Степной Зай (особенно севернее пос. Карабаш и Тайсуган), серия высокоамплитудных максимумов вдоль северо-восточной оконечности рассматриваемой территории (севернее пос. Бишмунча) и др. Практически все выделенные области повышенных объемов закачки жидкости совпадают с зонами максимальной плотности линеаментов, установленных с помощью дешифрирования космического снимка (рис. 3). Кроме того, именно к этим участкам приурочено повышение фоновых значений эманаций водорода. Еще более четкая корреляция с плотностью линеаментов наблюдается при рассмотрении отборов жидкости. Контуры максимумов на юго-западе и северо-востоке Абдрахмановской площади практически полностью совпадают, не плохо «ложится» крупный максимум, расположенный на правом борту р. Степной Зай (южнее пос. Тайсуган). Все эти факты свидетельствуют о том, что степень тектонической нарушенности на глубине, связанная с проницаемостью и, как следствие, отборами жидкости в скважинах, находит свое отражение в распределении мелких структурных форм на поверхности.

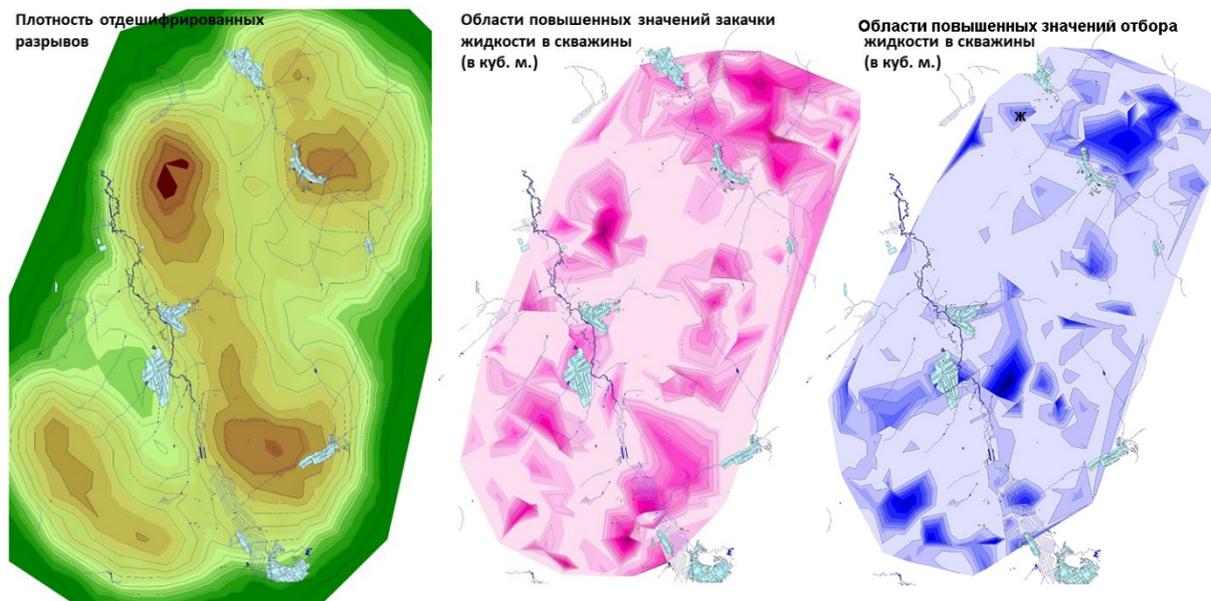


Рис. 3. Эксплуатационные параметры работы скважин на территории Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения. Условные обозначения в тексте

В последние годы все чаще проводится анализ данных спутниковых съемок радарными с синтезированной апертурой (спутниковая РСА-интерферометрия или SAR). Для территории Ромашкинского месторождения такая работа была выполнена сотрудниками ИФЗ РАН [Михайлов и др., 2012]. Для оценки смещений ими были использованы снимки спутника Envisat, сделанные с нисходящего трека 49D в период с апреля 2004 по октябрь 2005. На рисунке 4 показана региональная компонента скорости

смещений, рассчитанная по смещениям устойчиво отражающих площадок, и векторы смещений в горизонтальной плоскости. При этом, максимальная длина стрелки соответствует скорости горизонтального смещения 12.4 мм/год. На полученных картах отчетливо видно, что вертикальные современные скорости движений являются унаследованными относительно рельефа дневной поверхности. Помимо этого, смещения в горизонтальной плоскости направлены (в большинстве случаев) от долины реки Степной Зай к ее водоразделам, что подтверждает предположение о наличии активного растяжения в пределах крупных речных долин.

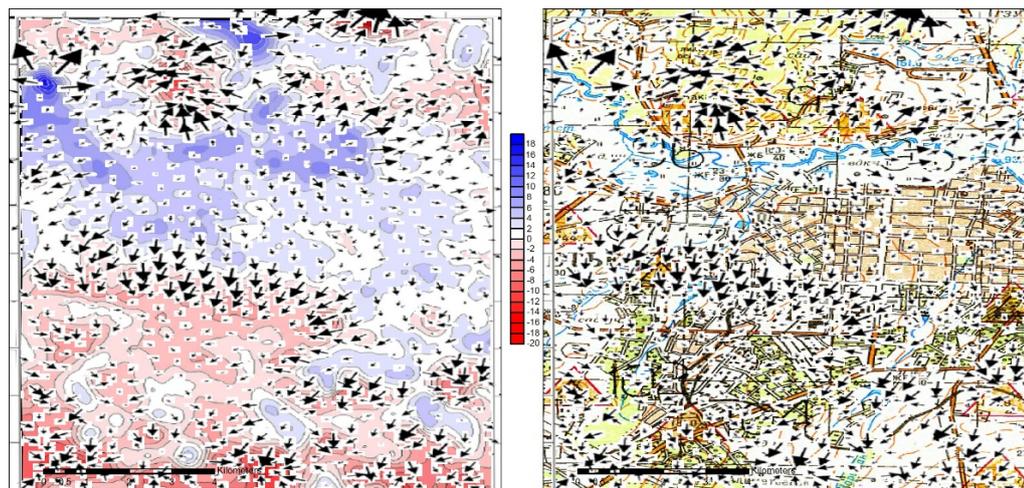


Рис. 4. Результаты анализа данных спутниковых съемок радарными с синтезированной апертурой (SAR) в пределах долины реки Степной Зай около города Альметьевск (по данным [Михайлова и др., 2012]).

Условные обозначения в тексте

### Выводы

1. Современные методы дешифрирования космических снимков нового поколения позволяют с высокой степенью детальности оценить уровень тектонической раздробленности горных пород как на поверхности, так и на значительной глубине.
2. Сочетание космических дистанционных методов с полевой эманационной съемкой дает возможность не только повысить достоверность и объективность выделяемых структур, но и оценить степень современного напряженного состояния и проницаемость осадочного чехла от фундамента до поверхности.

### ЛИТЕРАТУРА

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н. и др. Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // Геофизические исследования. 2012. № 13 (3). С. 5–17.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ОЗЕРА ХУБСУГУЛ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) ЗА НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

Кошевой Н.Г.<sup>1</sup>, Овсяченко А.Н.<sup>1</sup>, Бутанаев Ю.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской академии наук, Кызыл, Россия

e-mail: [koshevoi98@inbox.ru](mailto:koshevoi98@inbox.ru)

Интерес в изучении сейсмотектоники озера Хубсугул возник в результате произошедшего 12 января 2021 года Хубсугульского землетрясения, магнитудой 6.7. Данное землетрясение является самым крупным по силе событием во всём Прихубсугулье за инструментальный период наблюдений [Еманов, 2021]. Хубсугульская впадина относится к юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и представляет собой полуграбен с крутым западным и более пологим восточным бортами. Впадина развивается в условиях растяжения в северо-западном направлении с правосторонней сдвиговой кинематикой [Аржанникова, 2003].

В августе 2022 г. нами было выполнено полевое сейсмотектоническое исследование очаговой зоны землетрясения. В месте сгущения вторичных нарушений был обнаружен выход очага землетрясения на поверхность – сейсмотектонический разрыв, представленный правосторонним сбросо-сдвигом со смещением до 20 см в вертикальной и столько же в горизонтальной плоскости.

Район очаговой зоны землетрясения 2021 г. был изучен структурно-геоморфологическими методами. При этом были построены и проанализированы структурно-геоморфологические профили, на которых выделено 13 геоморфологических уровней (рис. 1).

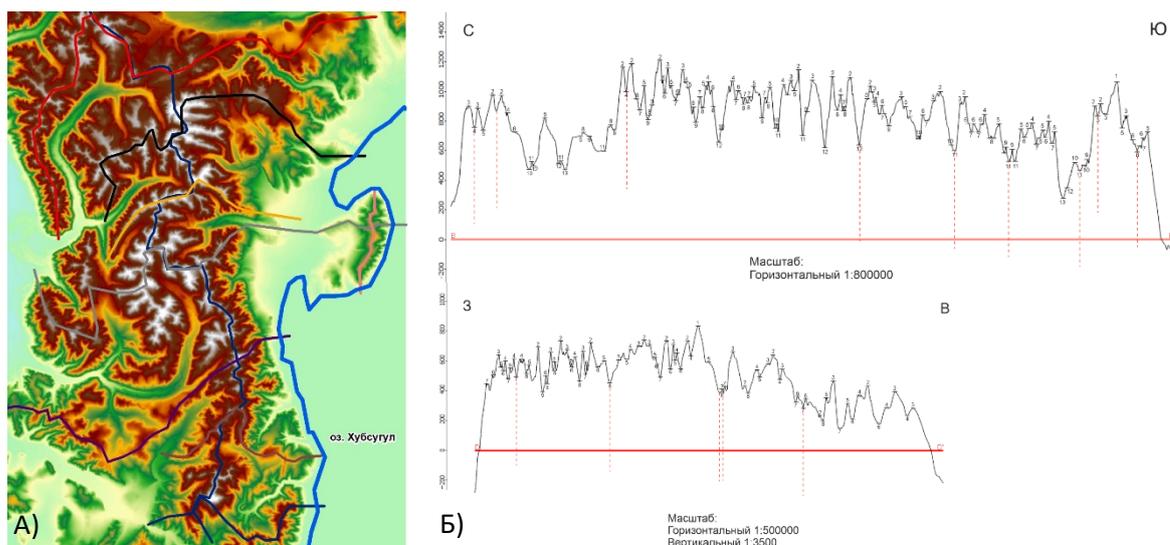


Рис. 1. Построение и интерпретация геоморфологических профилей. А) Расположение 9 профилей в плане, на цифровой модели рельефа [L. Hawker, 2021], масштаб 1:750 000; Б) Пример выделения геоморфологических поверхностей и разрывных нарушений на геоморфологических профилях

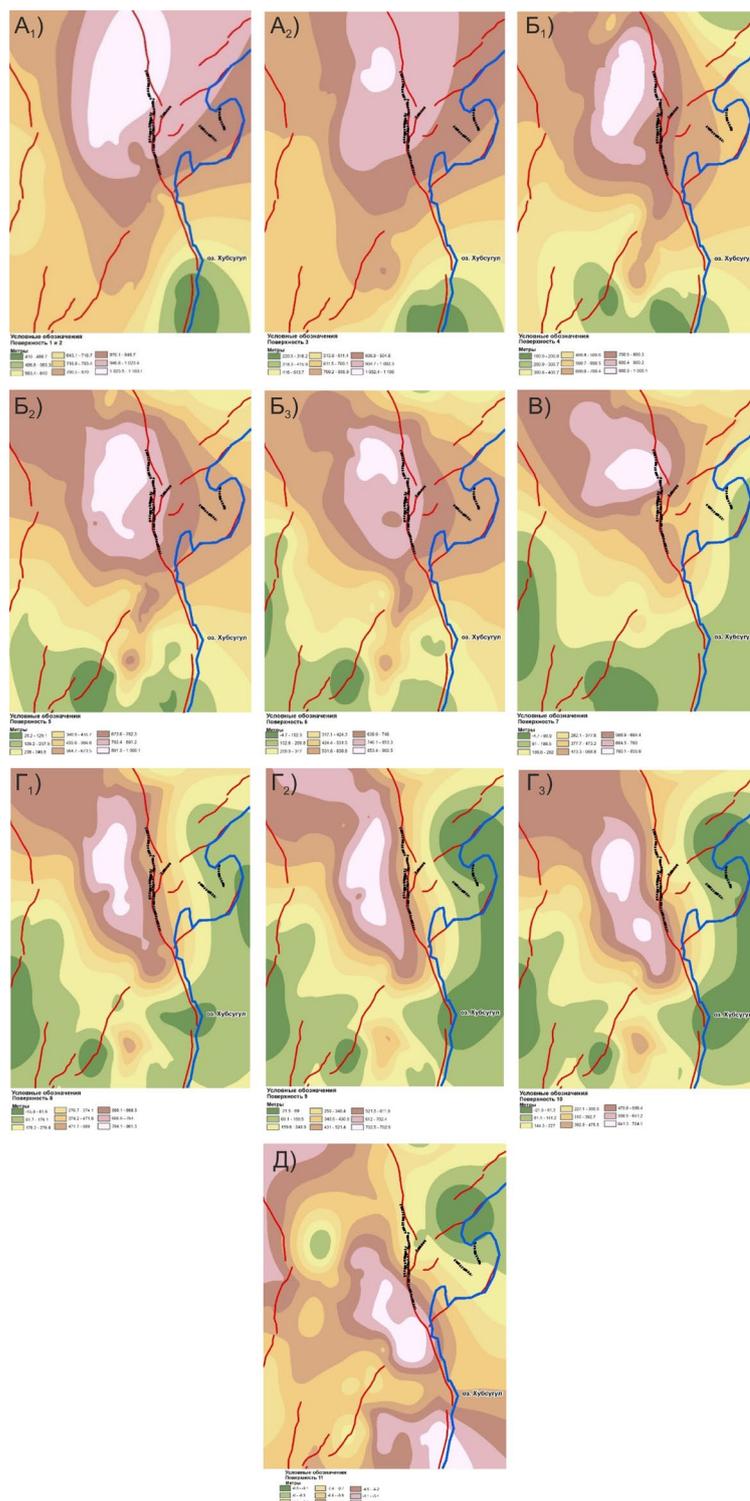
Дистанционные исследования района с помощью построения и анализа структурно-геоморфологических профилей позволили проследить стадийность развития структуры за неотектонический этап. Каждая из полученных поверхностей (Рис.2) является интерполяцией, выделенных на геоморфологических профилях, геоморфологических поверхностей. Всего было выделено 5 подэтапов: первый – самый древний, соответствующий началу неотектонических движений, пятый – современный. Подэтап подразумевал одинаковые распределения областей поднятий и опусканий, то есть каждый подэтап отражает смену развития структурного плана на определенном этапе времени.

Первый подэтап (рис. 2А) отражает сводовое поднятие в меридиональном направлении. На втором подэтапе (рис. 2Б) наблюдается переход от сводовых к сводово-блоковым типам деформации, конец подэтапа (рис. 2Бз) знаменует начало развития Дархатской впадины на западе. Третий подэтап (рис. 2В) характеризует начало формирования озера Хуюсугул, данное развитие начинается с юга, что сопоставляется с современным представлением развития озера [Федотов, 2007]. Четвертый подэтап (рис. 2Г) отвечает окончательному формированию озера Хубсугул. Пятый (рис. 2Д), завершающий подэтап, относится к затуханию тектонической активности, слабо выражены конкретные поднятия и опускания.

Для последующего анализа и выявления примерного возраста выделенных подэтапов было необходимо провести анализ работ предшественников и соотнести получившиеся подэтапы с результатами более раннего изучения развития района.

Начало новейшей активизации района относят к раннему-среднему миоцену. Девяткин Е.В. в своей работе «Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии» [Девяткин, 2000] выделяет два основных этапа формирования структур во всем Прихубсугулье. Первый – миоцен - ранний плиоцен, который характеризуется постепенным усилением неотектонических движений и оформлением крупных сводовых структур. Второй же этап (поздний плиоцен-плейстоцен) знаменует резкое увеличение новейших движений, возникновение пространственной дифференциации [Девяткин, 2000]. Данные этапы просматриваются в выделенных нами подэтапах. Первый подэтап отвечает началу неотектонической активности и формированию сводовых структур. Второй подэтап является началом перехода от сводового к сводово-блоковому типу деформаций. Четвертый – окончательный переход к сводово-блоковому типу (рис. 2).

Федотов А.П. в своей диссертации [Федотов, 2007] по результатам изучения озерных осадков, разделил неотектоническую историю развития озера Хубсугул на два основных этапа: Прото-Хубсугульский и Нео-Хубсугульский. К первому этапу, ранний-средний миоцен, относится развитие района до формирования озера – соответствует двум первым подэтапам (рис. 2). Второй этап соответствует началу активного формирования современного облика Хубсугульской впадины (примерно 5,5-6 млн. лет). Также по изучению донных осадков были выделены два «макро-режима» в данном этапе. Первый тектонический макро-режим (от ~5.5 до ~0.4 млн. лет) характеризовался высокой тектонической активностью, к началу данного макро-режима можно отнести третий подэтап, к концу – четвертый. Начиная с ~0,4 млн. лет назад и по наше время, скорость раздвигания бортов резко сокращается, что маркируется горизонтальным залеганием осадочных толщ [Федотов, 2007], аналогом данного режима является пятый подэтап, соответствующий снижению тектонической активности.



**Рис. 2.** Построенные геоморфологические поверхности, масштаб 1:750 000. Красными линиями – разломы [Бачманов, 2017], черными штрихами – тектонические уступы, зафиксированные при полевых работах ИФЗ РАН в 2022 году, синяя линия – граница озера Хубсугул. На рисунках коричневое и белое – области поднятий, зеленое – опусканий

Таким образом, с помощью данного метода удалось детально проследить развитие северо-западного сегмента озера Хубсугул и выделить 5 тектонических подэтапов. Данное исследование позволяет построить карту неотектоники и изучать

амплитуды поднятий и опусканий за определенные, интересующие интервалы тектонических подэтапов, вычитая один из другого.

*Исследования выполнено в рамках гранта РФФ № 22-17-00049*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.
2. Бачманов Д. М., Кожурин А. И., Трифонов В. Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1-26.
3. Девяткин Е.В. Внутренняя Азия, Монголия // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., Пробел, 2000, с. 100—120.
4. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артемова А.И., Подкорытова В.Г. Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021г. MW=6.7, ML=6.9 // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тезисы VX Международной сейсмологической школы. 2021. С. 39.
5. Федотов А.П. СТРУКТУРА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ХУБСУГУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ КАК ЛЕТОПИСЬ ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ// Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск. 2007, С. 42.
6. L. Hawker, J. Neal. FABDEM V1. 2021, <https://doi.org/10.5523/bris.25wfy0f9ukoge2gs7a5mqpq2j7>.

## СОВРЕМЕННЫЙ ЭНДОГЕННЫЙ ПРОЦЕСС И РАПОПРОЯВЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ КОВЫКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Лапин П.С.*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского  
отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*

*e-mail [LapinPS@ipgg.sbras.ru](mailto:LapinPS@ipgg.sbras.ru)*

Изучение проявлений современных эндогенных процессов тесным образом связано с развитием одного из методов геоморфологии – генетической морфологии и морфометрии. Вместе с тем, методы геоморфологии и неотектоники являются составной частью комплекса методов, которые применяются при геолого-геофизических работах при поиске полезных ископаемых. Не является исключением и поиск углеводородного сырья. Исследованию влияния новейших движений на нефтегазоносность Западной и Восточной Сибири посвящено большое число работ. Одним из первых, в середине 50-х годов прошлого века В.А. Николаев попытался выявить в чехле Западной Сибири структурные особенности глубокопогруженных геологических тел на основе анализа неравномерности в осадконакоплении четвертичных отложений. Эта работа являлась региональной, и ее автор предполагал, что в пределах чехла унаследованное развитие структурного плана под действием неотектонических движений может фиксироваться в четвертичных отложениях. Существенный вклад в рамках антиклинальной теории развития неоднородностей мезо-кайнозойского чехла внесли работы И.П. Варламова [Варламов, 1985], который исследовал влияние неотектонических движений на развитие и формирование рельефа и установил их соответствия структурам I и II порядков. Резкое увеличение в пределах чехла объемов геофизических работ, детальности и качества структурных построений позволили И.П. Варламову и Э.Л. Якименко [Варламов, Якименко, 1975] осуществить совместный анализ структурных поверхностей с распределением абсолютных отметок рельефа земной поверхности с целью возможного выявления между ними соответствий. В результате корреляционная зависимость между поверхностями оказалась незначительной, что не позволило им выявить соответствия и установить унаследованный характер в развитии структурных поверхностей в чехле и рельефа земной поверхности.

До настоящего времени выявление свойств, раскрывающих влияние новейших движений на глубокопогруженные геологические тела, является актуальной задачей. Еще М.А. Усов высказал предположение о том, что «сложный процесс формирования рельефа всегда связан с очень большим перемещением минеральных масс, как на поверхности Земли, так и в самих горизонтах литосферы и астеносферы» [Усов, 1934]. В связи с этим, разработка и применение методов генетической морфологии и морфометрии, направленных на выявление и анализ ведущего эндогенного процесса, как одного из свойств рельефа и индикатора глубинной активизации геологических тел приобретает особую значимость.

В наших исследованиях анализируется одно из основных свойств – эрозионно-денудационное расчленение рельефа. Элементами данного свойства являются: основная морфологическая триада и эрозионно-денудационная деятельность рельефообразующих процессов. Основная морфологическая триада составляет цепь: водораздел-склон-дно долины. Главной особенностью рельефообразующих процессов, отличающих их от

иных, происходящих в природе, является то, что они одновременно изменяют (или сохраняют) морфологию земной поверхности и участвуют в процессе литогенеза.

Изучаемое свойство обладает эмерджентностью [Кашименская, Хворостова, 1989]. Эмерджентность проявляется при изучении взаимодействия частей сложного объекта (земной поверхности), что приводит к возникновению совершенно новых связей, присущих лишь объекту в целом и не проявляющихся при суммировании свойств его частей. Анализ выделенного свойства осуществляется на количественной основе. Вычисляется количественная характеристика – общий показатель эрозионно-денудационного расчленения рельефа. Этот показатель ранее неоднократно применялся при исследовании рельефа земной поверхности. Его значения, являясь составной частью целого комплекса характеристик, использовались при осуществлении типологического районирования. В наших исследованиях значения общего показателя эрозионно-денудационного расчленения используются для оценки активности эндогенных процессов в пределах Ковыктинского месторождения (Восточная Сибирь). Оценивалась реакция флюидодинамических систем [Скачек, 2013], отражающих определенную ресурсную характеристику.

Ранее нами с привлечением разработанных методов осуществлен анализ сохранности углеводородов в пределах бильчирского горизонта и возможности их использования при решении прогнозных задач [Лапин, Красавчиков, 1990; Лапин, 2022].

В процессе бурения в пределах Ковыктинского газоконденсатного месторождения (ГКМ) достаточно сложным для вскрытия остаются объекты с аномально высоким пластовым давлением (АВПД) (рис. 1). Этому направлению исследования посвящено достаточно большое количество работ [Дзюба, 1984; Абалаков, 2001]. Появление этих объектов связано с процессом бурения, который нарушает равновесие между пластовым и горным давлением. В зонах АВПД величина пластового давления значительно превышает величину его фоновых значений для Ковыктинского месторождения и сопоставима с величиной горного давления. Исследованиям по их локализации придается немаловажное значение. Как один из вариантов предлагалось осуществить пространственную локализацию по данным бурения [Аверкина, 2007]. Для минимизации вскрытия объектов рапопроявления и облегчения задачи эксплуатационного бурения осуществлялись построения физико-геологических моделей объектов и на их основании – прогнозных карт [Ильин, 2016]. Авторы пришли к заключению, что аномальные зоны могут контролироваться тектоническими нарушениями.

К настоящему времени при бурении в пределах Ковыктинского месторождения отмечены интенсивные рапопроявления в скважинах №3-КОВ, 18\_КОВ, 26-КОВ, 52-КОВ, 60-КОВ, 61-КОВ, 64-КОВ, 72-КОВ, что приводит к постановке актуальной задачи по выяснению причин их локализации в северо-восточной части Ковыктинского ГКМ. Как один из вариантов для ее решения в пределах месторождения проводились исследования по установлению зависимости проблемных скважин с потенциальными полями и альтитудами ротора [Шелихов, 2017]. По результатам сопоставлений было установлено, что подавляющее большинство ликвидированных скважин по причине их большой рапоносности приурочены к градиентной зоне вытянутого минимума силы тяжести. Это позволило автору выявить разломно-тектоническую область. Однако, по нашему мнению, в ее пределах может отмечаться неравномерность проявления тектонических движений, которая, в свою очередь, может быть выявлена на основе анализа результатов деятельности современного эндогенного процесса.

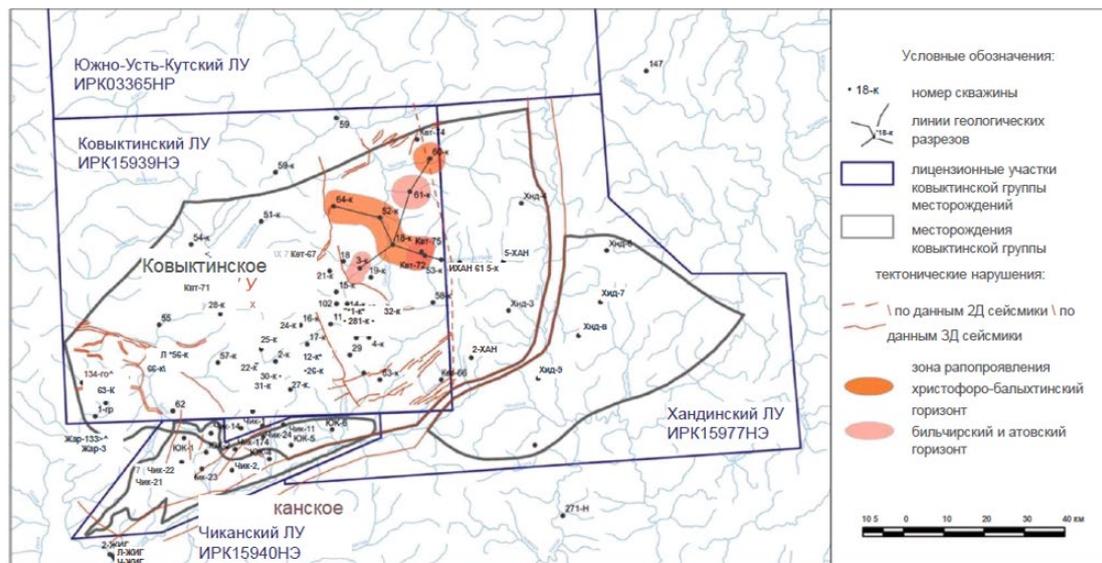


Рис. 1. Зоны рапопроявления Ковыктинского месторождения [Михайлов, Добрынин, 2021]

Для осуществления районирования площади Ковыктинского месторождения использована ранее построенная нами схема проявления современного эндогенного процесса [Лапин, 2022]. Результаты приведены на *рисунке 2*.

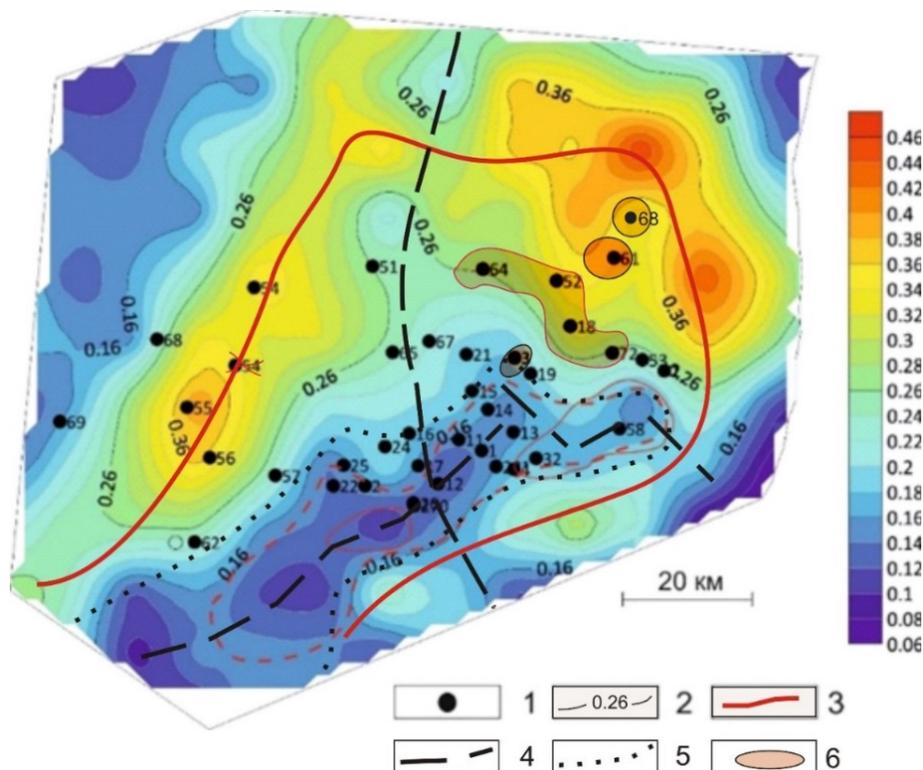


Рис. 2. Проявление минимальных и максимальных значений параметра в пределах Ковыктинского месторождения 1- скважины; 2 – линии равных значений параметра; 3- линия максимальных значений параметра; 4 – линия минимальных значений параметра; 5 – граница области с минимальными значениями параметра; 6 – области рапопроявления

При районировании значения анализируемого параметра (рельефообразующий процесс, характеризующий современную эндогенную его составляющую) разделили на три группы: 1- минимальные и близкие к ним; 2 – максимальные и близкие к ним; 3 – средние значения. Установлено, что область минимальных значений приурочена к зоне пересечения двух, вероятно ранее активных разломов – северо-восточного и северо-западного направлений. В настоящее время они пассивны, а выявленная область может быть областью скопления углеводородов. На основе анализа распространения максимальных значений параметра выделили линию подковообразной формы. Она совпадает с частью разломов и близка к литологическим границам, выделяемым в пределах месторождения, но в настоящей работе эти совпадения не анализируются.

Сопоставление двух схем позволило осуществить верификацию полученных данных. На востоке зона максимальных значений совпадает с разломом, выявленным по данным сейсмоки 2D. На южной границе по данным сейсмоки 3D выделены серия разрывных нарушений, которые по нашим данным незначительно активизированы. Если рассматривать полученную информацию с позиции существования в земной коре литодинамических потоков, то перемещения вещества и энергии происходит из области максимальных в область минимальных значений эндогенного процесса. В нашем случае - от периферии к центральной части.

По результатам проведенных исследований можно в пределах Ковыктинского месторождения выявить блок, который с трех сторон ограничен линией максимальных значений параметра, а четвертая (западная) - совпадает с неактивным в настоящее время разломом. В пределах блока нами отмечена определенная закономерность в распределении выделенных групп с разными значениями показателя. Их смена происходит с юго-запада на северо-восток, - от минимальных к максимальным значениям. Так же выделяется область со средними значениями показателя. Рапопроявление приурочено к области максимальных и близких к ним значениям. Можно предположить, что в пределах блока выделяется некая мембрана, которая предотвращает проникновение объектов с АВПД в юго-западном направлении. Для изучения этого эффекта требуется проведение дальнейших детальных исследований, направленных на выявление ведущего рельефообразующего процесса, выделения морфогенетических рядов с последующим объяснением рапопроявления в скв. 3.

Таким образом, анализ проявления современных эндогенного процесса, как фактор проявления тектонических движений позволил предложить один из вариантов локализации зоны АВПД в пределах Ковыктинского месторождения и наметить пути дальнейшего исследования данного феномена.

*Работа выполнена в рамках проекта фундаментальных научных исследований № FWZZ-2022-0008.*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Абалаков А.Д., Зиганшин Э.С., Медведев Ю.О. и др. Экологические аспекты освоения Ковыктинского газоконденсатного месторождения. // Иркутск: Изд-во Ин-та географии РАН, 2001. 194 с.*

*Аверкина Е.В. Анализ рапопроявлений в скважинах, пробуренных на территории Иркутского амфитеатра // Известия Сибирского отделения РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2007. № 4(30).*

*Варламов И.П.* Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири // Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М., 1985. 31 с.

*Варламов И.П., Якименко Э.Л.* Результаты изучения корреляционных связей ряда структурных горизонтов центральной части Западно-Сибирской низменности // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1975. С. 14–18.

*Михайлов Д.В., Добрынин Е.В.* Использование пластовых промышленных вод и рассолов Ковыктинского месторождения в качестве гидротермального сырья. URL: [https://pprog.ru/upload/best\\_pr\\_2021/%D0%98%D1%80%D0%BA%D1%83%D1%82%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F%20%D0%BE%D0%B1%D0%BB%D0%B0%D1%81%D1%82%D1%8C/%D0%9F%D1%80%D0%BE%D0%B5%D0%BA%D1%82/3%20%D0%9C%D0%B8%D1%85%D0%B0%D0%B9%D0%BB%D0%BE%D0%B2\\_%D0%94%D0%BE%D0%B1%D1%80%D1%8B%D0%BD%D0%B8%D0%BD\\_%D0%9F%D1%80%D0%B5%D0%B7%D0%B5%D0%BD%D1%82%D0%B0%D1%86.pdf](https://pprog.ru/upload/best_pr_2021/%D0%98%D1%80%D0%BA%D1%83%D1%82%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F%20%D0%BE%D0%B1%D0%BB%D0%B0%D1%81%D1%82%D1%8C/%D0%9F%D1%80%D0%BE%D0%B5%D0%BA%D1%82/3%20%D0%9C%D0%B8%D1%85%D0%B0%D0%B9%D0%BB%D0%BE%D0%B2_%D0%94%D0%BE%D0%B1%D1%80%D1%8B%D0%BD%D0%B8%D0%BD_%D0%9F%D1%80%D0%B5%D0%B7%D0%B5%D0%BD%D1%82%D0%B0%D1%86.pdf) Дата обращения: 19.11.2023.

*Дзюба А.А.* Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 182 с.

*Ильин А.И., Вахромеев А.Г., Сверкунов С.А.* и др. Пути прогноза горно-геологических условий бурения на Ковыктинском газоконденсатном месторождении // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 4 (57). С. 48–61.

*Кашменская О.В., Хворостова З.М.* Системный подход и его значение в геоморфологической теории // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1989. Вып. 753. С. 16–22.

*Лапин П.С., Красавчиков В.О.* Морфометрические показатели при анализе направленности эрозионного расчленения рельефа // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 105–114.

*Лапин П.С.* Современные тектонические движения как предопределяющий фактор формирования и сохранности скоплений газа (на примере Ковыктинского месторождения) // Интерэкспо ГЕО-Сибирь — "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология". Мат-лы XVIII междунар. науч. конф. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2022. Т. 2. № 1. С. 145–152.

*Скачек К.Г., Ларичев А.И., Бостриков О.И.* Геолого-геохимические критерии нефтегазоносности зоны контакта доюрского фундамента и осадочного чехла в Широтном Приобье // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 3.

*Усов М.А.* Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. - Томск: Западно-Сибирский геолого-гидро-геодезический трест (ЗСГПРТ), 1934. 87 с.

*Шелихов А.П.* Анализ отражения в геопотенциальных полях зон осложнений при бурении скважин на Ковыктинском ГКМ // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Мат-лы 44-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М: ИФЗ РАН, 2017. С. 403–406.

## СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ РАЗРЫВОВ ПО ДАННЫМ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОЙ СЪЕМКИ С КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ «КАНОПУС-В» И «LANDSAT-8» С АНАЛОГОВЫМ СПОСОБОМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ.

*Мальшикин Т.Е., Гордеев Н.А.*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: [timurmalyskin@gmail.com](mailto:timurmalyskin@gmail.com), [gord@ifz.ru](mailto:gord@ifz.ru)*

### **Введение**

Использование методов дистанционного зондирования Земли позволяет эффективно выявлять и анализировать напряженные состояния геологических объектов, что является необходимым в условиях увеличения добычи ископаемых ресурсов и ускорения процессов проектирования и строительства инженерных сооружений. Для этого используются современные методы обработки данных космических снимков, основанные на машинном обучении и компьютерном зрении, которые позволяют точно определять объекты и явления в пространстве [Молчанов, Гордеев, 2021]. Разработанные программные решения созданы на базе открытых библиотек языка программирования Python.

В данной работе будет продемонстрировано использование метода обнаружения зон деформаций путем анализа мультиспектральных снимков горного Алтая с использованием данных космического аппарата "Канопус-В" и сравнения результатов с линеаментной сетью, полученной из цифровой модели рельефа местности. Это позволяет эффективно выявлять и анализировать напряженные состояния геологических объектов, что является важным в условиях повышенной потребности в добыче ископаемых ресурсов и ускорении процессов проектирования и строительства инженерных сооружений. Для этого используются современные методы обработки данных космических снимков, основанные на машинном обучении и компьютерном зрении, которые позволяют точно определять объекты и явления в пространстве. Разработанные программные решения созданы на базе открытых библиотек языка программирования Python.

Результатом работы стала обученная модель анализа растровых изображений для обнаружения линеаментов с использованием метода машинного зрения. Данные, полученные автоматическим методом верифицированы с помощью аналогового дешифрирования линеаментов.

### **Описание метода**

Космический аппарат "Канопус-В" проводит съемку земной поверхности в пяти оптических диапазонах: видимом (красный, синий, зеленый), ближнем инфракрасном и панхроматическом (черно-белом). Панхроматическая камера имеет разрешение 2.5 метра на пиксель, а мультиспектральная – 12 метров на пиксель. Для точного определения изучаемых геологических структур необходимо предварительно обработать данные: провести атмосферную, радиометрическую и спектральную калибровки, осуществить географическую привязку космического снимка и улучшить пространственное разрешение с помощью паншарпенинга. В результате проведенных калибровок и корректировок, мы получаем космический снимок, который будет использоваться в дальнейшем [Шовенгердт, 2010].

Для более точной оценки линеamentной сети необходимо использовать другие независимые платформы спутниковой съемки, а также материалы, такие как геологические карты района работ [Алтайский край..., 2019] и 30-метровую цифровую модель рельефа.

В качестве дополнительной платформы поставки данных была выбрана миссия "Landsat" (США), так как эти космические аппараты позволяют снимать поверхность Земли в 11 каналах, включая коротковолновый инфракрасный диапазон. Опираясь на уже проведенные исследования, стало ясно, что твердые и спрессованные горные породы отражают свет в инфракрасном диапазоне более интенсивно [Volesky и др., 2003]. Исходя из этих данных, было решено использовать коротковолновый инфракрасный канал у «Landsat-8» и ближний инфракрасный у «Канопуса-В» в качестве "опорных" каналов. Для более точного определения искомых объектов была применена нормализация фиксируемого отраженного излучения с использованием функции растровой алгебры. В результате было получено следующее отношение: SWIR1/SWIR2, где SWIR1 - значение отраженного излучения в ближнем инфракрасном диапазоне 1 (1.57-1.65 мкм), а SWIR2 - значение отраженного излучения в ближнем инфракрасном диапазоне 2 (2.11-2.29 мкм) (рис. 1, 2).

Интенсивность отраженного излучения в зонах интенсивных деформаций возрастает, что коррелирует с данными геологической карты [Алтайский край..., 2019], и, соответственно, растет значение функции. Это объясняется выделением тепла и энергии в процессе развития деформационных процессов, а также изменением типа поверхностной породы.

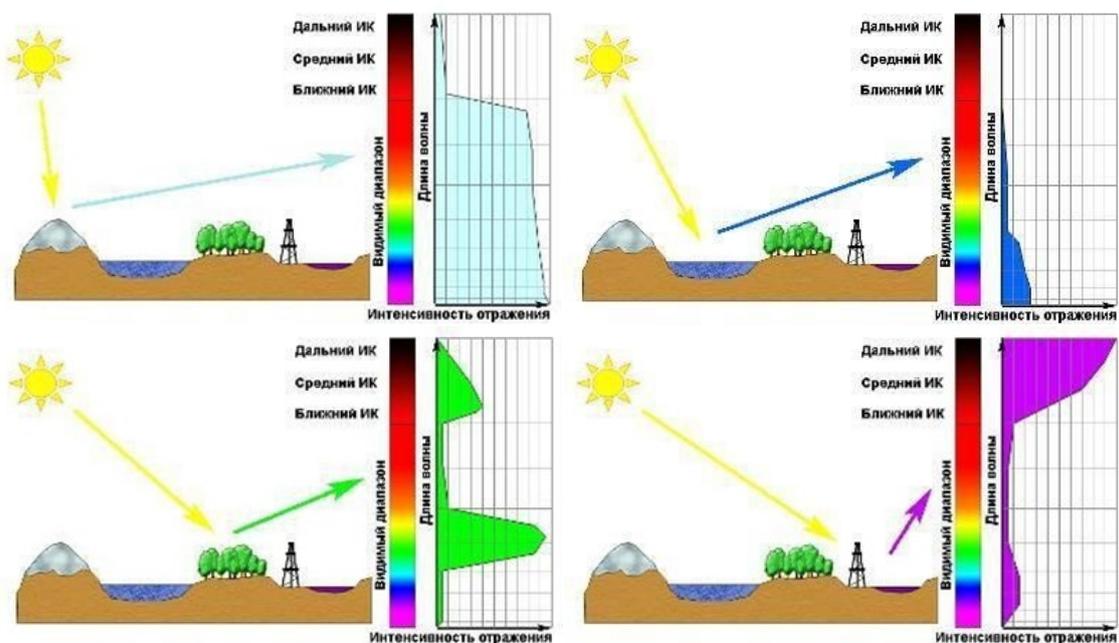
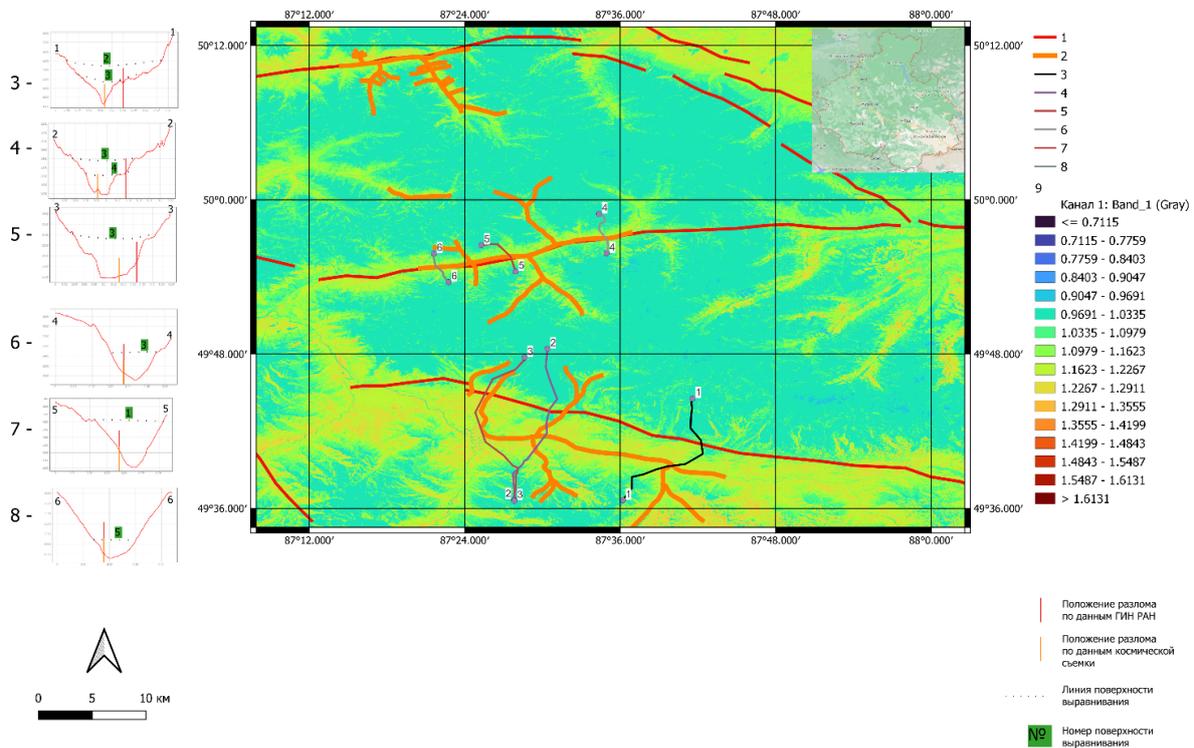


Рис. 1. Зависимость интенсивности отраженного излучения от типа подстилающей поверхности

В результате эксперимента с аппаратурой КА «Landsat-8» была определена оптимальная комбинация каналов для сканеров спутника «Канопус-В» - «ближний инфракрасный-синий-красный», а также определены требования к снимкам на заданный район работ:

1. Съёмка должна производиться в межсезонье, в период отсутствия снежного и слабо выраженного растительного покрова.
2. Возможности съёмочной аппаратуры должны позволять снимать поверхность Земли в ближних и коротковолновых инфракрасных диапазонах.



**Рис. 2.** Результат обработки космического снимка с помощью задания функции растровой алгебры. 1 - сводная разрывная и линеаментная сеть ГИН РАН [Zelenin, 2022]; 2 - объекты дешифрованной линеаментной сети; 3-8 - поперечные профили в зонах разломов, отметки высот указаны по вертикальной оси в м, по горизонтальной оси - протяженность профиля в м; 9 - спектральный деформационный индекс. Система координат WGS-84

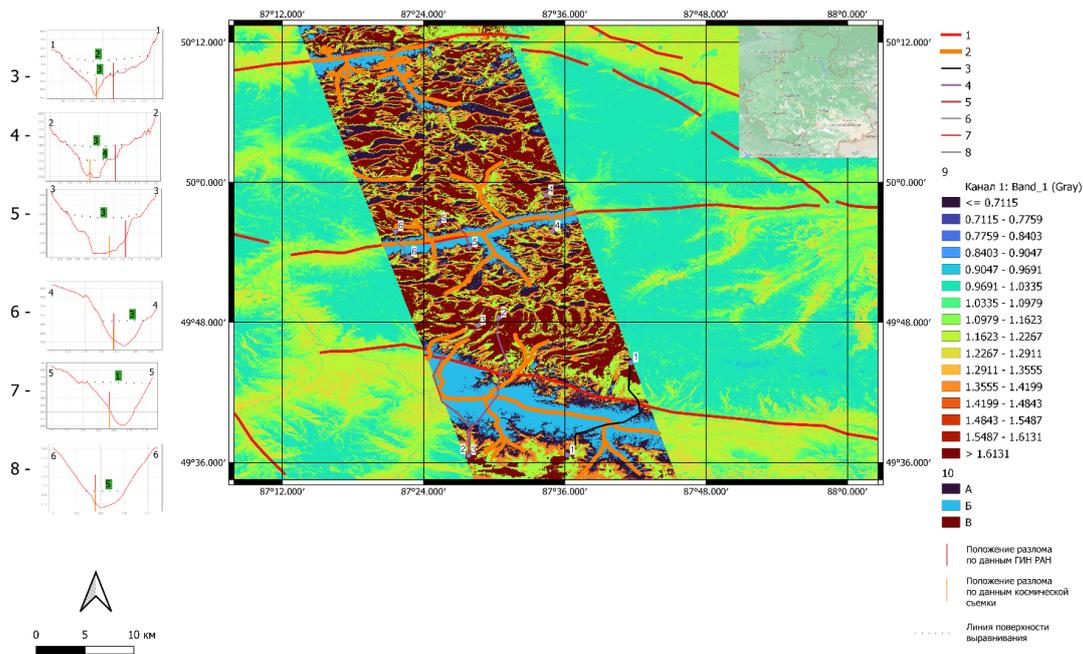
### Выводы

Автоматическая управляемая попиксельная классификация космического снимка также позволяет восстанавливать линеаментную сеть в автоматическом режиме. Это означает, что можно разработать алгоритмы и методы, которые будут автоматически распознавать и классифицировать линейные структуры на снимке при использовании данных ближнего и дальнего инфракрасного излучения. Это упрощает и ускоряет процесс анализа и обработки данных, а также позволяет получать более точные и надежные результаты. Все это делает использование космических снимков «Канопус-В» еще более перспективным для выявления и изучения линеаментных структур (рис. 3).

Однако, необходимо отметить, что автоматическая классификация имеет свои ограничения и требует дополнительного контроля и проверки результатов. В некоторых случаях, особенно при наличии сложных геологических условий или других факторов, автоматическая классификация может давать неточные или неполные результаты. Поэтому важно сочетать автоматический анализ с экспертным визуальным

дешифрированием для достижения наиболее точных и надежных результатов при восстановлении линейчатных сетей на космических снимках.

Произведенное аналоговое дешифрирование показало, что по данным обводненности, резкой смены фаз пород не всегда подтверждаются разрывные сети. Это может быть связано с тем, что в тех местах закладываются современные разрывные нарушения или мы видим лишь проявление интенсивной трещиноватости массива.



**Рис. 3.** Результат автоматического выделения объектов линейчатной сети. 1 - сводная разрывная и линейчатная сеть ГИН РАН [Zelenin, 2022]; 2 - объекты дешифрированной линейчатной сети; 3-8 - поперечные профили в зонах разломов, отметки высот указаны по вертикальной оси в м, по горизонтальной оси - протяженность профиля в м; 9 - спектральный деформационный индекс; 10: А - границы зоны разлома, В - зоны разломов, В - снежный покров. Система координат WGS-84

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

Алтайский край: Геологическая карта. ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019.  
 Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 301–304.  
 Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений // Техносфера. Москва, 2010. 560 с.  
 Volesky J.C., Stern R.J., Johnson P.R. Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies // Precambrian Research. 2003. P. 235–247.

*Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T. et al.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

## СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

*Панина Л.В., Зайцев В.А.*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*e-mail: [panina53@mail.ru](mailto:panina53@mail.ru), [zaitsev@mail.ru](mailto:zaitsev@mail.ru)*

Представленная работа является продолжением и обобщением результатов исследований, проводимых авторами ранее [Панина, Зайцев, 2022; 2023]. В геоморфологическом отношении район изучения охватывает морфоструктуры Уральского горного сооружения (Южного, Среднего и Северного сегментов), Предуральского прогиба, Русской равнины, юго-востока Тиманского кряжа, Печорской низменности и сопредельные районы Западно-Сибирской плиты. В тектоническом отношении, это такие разные с точки зрения возраста, развития, строения фундамента и осадочного чехла структурные элементы, как древняя Восточно-Европейская эпикарельская платформы (Русская плита), Тимано-Печорская эпибайкальская платформа (Печорская плита), молодая Западно-Сибирская эпигерцинская плита и эпигерцинское омоложенное Уральское горно-складчатое сооружение, становление которого в рельефе происходило в позднемезозойское(?)–раннекайнозойское (позднемеловое(?)-миоценовое) время. На современном этапе оно испытывает неотектонический рост, амплитуды новейших движений достигают 1640 м (г. Ямантау).

Уральское горное сооружение вытянуто в субмеридиональном направлении, ширина его сегментов меняется от 220 м и 180 м на юге и севере соответственно, сокращаясь до 80 м в центральной, наиболее узкой части. В геологическом отношении Урал представляет собой серию складчато-надвиговых структур [Камалетдинов и др., 1988], надвинутых, как правило, на Предуральский прогиб, который, в свою очередь, по протяженному надвигу граничит с Восточно-Европейской платформой и по зоне разлома, скорее всего, сбросу с Западно-Сибирской плитой. На северо-западе к Уралу примыкают Тимано-Печорские структуры, граничащие с Восточно-Европейской платформой по Западно-Тиманскому надвигу. В современном рельефе Предуральский прогиб практически не выражен и зарос поднятиями, так называемыми пармами с амплитудами 500–900 м (Северный Урал).

Структурно-геоморфологическое дешифрирование в горном сооружении Урала выявило серию поднятий разного ранга, часто выраженных хребтами, которые создают линейно вытянутые системы преимущественно субмеридионального простирания (рис.1). По значениям амплитуд в рельефе системы поднятий группируются в Западную, Центральную и Восточную мегазоны (границы между ними показаны желтой линией на карте). Наиболее ярко выражена в рельефе Центральная мегазона поднятий и глубоко врезаемых долин, где максимальные амплитуды достигают более 1600 м (г. Ямантау – 1640 м, г. Тельпос-Из – 1617 м, г. Денежкин Камень – 1492 м, г. Ишерим – 1331 м и др.). Мегазона ограничена с запада и востока системами протяженных, выраженных в рельефе разрывов. В работе выделены крупные или региональные поднятия, в пределах которых развиты локальные. Крупные поднятия, как правило, представляют собой линейной формы хребты, например, поднятие на севере района, где находится г. Тельпос-Из с абсолютной отметкой 1617 м (цифра1 на *рисунке*) и поднятие Уралтау (б) на юге.

К западу и востоку амплитуды поднятий снижаются и в Западной и Восточной мегазонах колеблются в пределах 700 – 600 м. Исключением является так называемая система Миньярских локальных поднятий в южном сегменте Урала (3), представляющих в рельефе серию надвинутых на Русскую равнину дугообразно изогнутых хребтов. Вообще в этом сегменте Урала амплитуды поднятий Западной мегазоны увеличиваются, достигая 944 м в области Амшарского поднятия (2), расположенного южнее Миньярского. В пограничных с платформенными равнинами областях амплитуды снижаются и составляют 500 - 400 и менее м.

Восточная мегазона поднятий по амплитудам, рисунку и ориентировке отличается от Западной. Максимальные амплитуды выявленных здесь поднятий варьируют от 600 до 300 и менее м. Исключением является поднятие г. Хоросюр (4) с абсолютной отметкой 876 м, которое граничит с Западно-Сибирской равниной на северо-востоке района исследования. Сравнительно высокие амплитуды (635 м) характерны для Магнитгорского поднятия (5), расположенного в Южном сегменте Урала. В целом преобладают структуры вытянутой линейной формы, но встречаются и практически изометричные, например, Магнитогорское (5). Важно отметить, что локальные поднятия ориентированы по-разному и имеют иногда субширотное простирание. Например, серия параллельных широтных локальных поднятий, которые огибают участки долин р. Талтма, Хома и др. на севере района (на карте широтное течение р. Толья). Эти локальные структуры объединяются в крупное поднятие север-северо-восточного простирания. Преобладающее субмеридиональное простирание описанных мегазон иногда изменяется на северо-западное и север-северо-восточное.

Поднятия разделены узкими впадинами-долинами и местами сливаются друг с другом, что затрудняет проведение границы между ними. Спрямоленные участки речных долин, приуроченные к центральным частям впадин, как правило, разрабатывают разрывы, зоны трещиноватости, дробления пород и др., объединенные термином «слабая зона». Слабые зоны часто наследуют разрывы, включая надвиги, взбросы, сбросы, установленные геологическими данными. Среди них Главный Западно-Уральский, Присалатимский, Главный Уральский, Осевой и другие надвиги, фрагментарно выраженные в рельефе. С севера на юг простирание разрывных дислокаций меняется вслед за пликативными структурами Урала со строго меридионального на север-северо-западное и северо-восточное.

Кроме продольной, преимущественно субмеридиональной, для горного сооружения Урала характерна поперечная зональность, которая выражается в изменении ширины сегментов, простирании хребтов, высотных отметок и др. Как показало структурно-геоморфологическое дешифрирование, резкое изменение конфигурации и простирания поднятий обусловлено, как правило, наличием слабых зон (разрывами, трещиноватостью пород и др.) Эти зоны поперечных дислокаций северо-западного и северо-восточного простирания разделяют Урал на Северный, Средний и Южный сегменты. В пределах крупных региональных сегментов выявлены сегменты более низкого ранга. Так, южная граница сегмента Северного Урала проходит по зоне дислокаций, выраженной в рельефе слабыми зонами северо-восточного простирания, которая разрабатывается фрагментами речных долин Косьвы, Усьвы, Ляли (буква «А» на *рисунке*). Вдоль этой зоны резко изменяется простирание пликативных структур, слабых зон, разрывов, включая Главный Уральский, пограничный с Восточно-Европейской платформой надвиг, с субмеридионального на север-северо-западное. Южнее расположен Средний сегмент, где ширина горного сооружения Урала резко

сужается и находится самое узкое место. В кинематическом отношении зоны поперечных дислокаций являются, скорее всего, разрывами со сдвиговой составляющей.

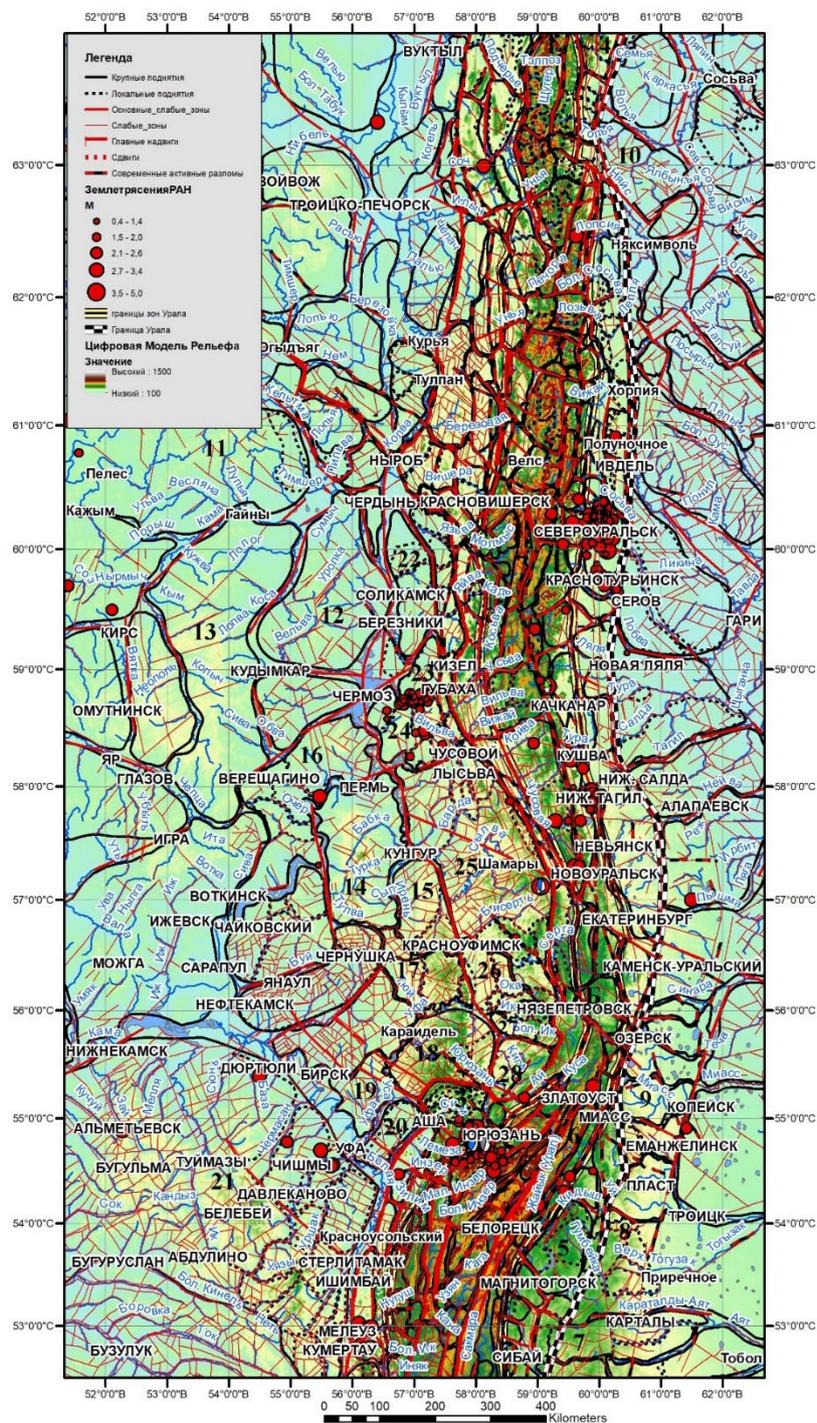


Рисунок. Структурно-геоморфологическая карта Урала и Прилегающих областей

Дислокации северо-восточного простирания, смещающие водораздельные поверхности хребтов, установлены в районе возвышенностей Парм на северо-западе района, в области сочленения хребтов Яныквотнер и Паснор, где отчетливо виден левосторонний сдвиг (Северный сегмент). Южная граница Среднего Урала проходит по зоне разрывов, которую разрабатывает долина р. Уфа (широтный отрезок) и восточнее –

ее приток Бол. Егуста (буква «Б» на *рисунке*). Вдоль этой границы резко меняется простирание структур с северо-западного на север-северо-восточное, а ширина горного сооружения вновь возрастает. Следует отметить, западнее горного Урала, в пределах Русской равнины в рельефе читается продолжение этой зоны, которое в фундаменте платформы соответствует разлому. Серия подобных параллельных дислокаций (мы их называем основными «слабыми зонами») прослеживается и в пределах самих сегментов Урала. Помимо субширотных и запад-северо-западных разрывных дислокаций, выявлены и северо-восточные, характерные, в основном, для Среднего и Северного Урала.

Проведенное структурно-геоморфологическое дешифрирование позволило выявить как в пределах Урала, так и прилегающих территориях слабые зоны разных простираний, которые развиты как на границах пликативных структур, так и в их пределах. Некоторые из них следуют вдоль разрывов, установленных геологическими и геолого-геофизическими данными, что указывает на унаследованность древних герцинских структур новейшими дислокациями. Сравнение слабых зон с активными разломами [Zelenun et al., 2022] показало, что многие из них являются современными дислокациями, в том числе сейсмически активными.

Структурно-геоморфологический анализ позволил выделить новейшие структуры обрамления Урала. На востоке, где к Уралу примыкает Западно-Сибирская плита, выявлены малоамплитудные пологие поднятия с абсолютными отметками 160 - 220 м и впадины, к которым приурочены долины рек. На юге преобладают субширотно ориентированные поднятия: Полоцкое (7), Варненское (8), Челябинское (9) и др. На севере их простирание меняется на северо-западное, характерное для Среднесосвинского (10). Все они ориентированы вкрест простирания структур Урала. Поднятия и разделяющие их впадины нарушены слабыми зонами, а неровный, причудливый характер их границ обусловлен, как правило, сдвиговыми дислокациями северо-западного и северо-восточного простирания. Преобладает северо-западная ориентировка слабых зон, которые контролируют границы поднятий. Важно отметить, что эта ориентировка структур резко отличается от субмеридионально вытянутых новейших дислокаций Урала.

На севере Урал граничит с Тимано-Печорскими структурами по Вуктыльско-Полюдовскому надвику. Западнее, в юго-восточной части Тиманского кряжа и ижемской части Печорской низменности выявлены сравнительно малоамплитудные, по-разному ориентированные поднятия с амплитудами до 290 - 245 м. Они разделены впадинами, к которым приурочены речные долины крупных рек Сев. Мылва, Печора, Сойва, Нибель, Кылым и др. Простирание поднятий и впадин контролируются слабыми зонами преимущественно северо-западного простирания, некоторые из них наследуют разломы фундамента, как, например, Верхнеижемский разлом, который частично разрабатывается долиной р. Ижма. Примыкающие к Уралу структуры ориентированы согласно с уральскими дислокациями.

Южнее Западно-Тиманского надвига в рельефе Русской равнины выражены сравнительно малоамплитудные (245-450 м на своде) пологие поднятия, разделенные впадинами-долинами. Это Камское изометричное поднятие (11), граничащее с ним на юго-востоке субмеридионально вытянутое Кречевское (12), западнее от него расположено Северо-Коммунарское (13), южнее – Тулвинское (14). Далее на юг в рельефе выражены Сылвинское (15), вытянутое в северо-восточном направлении Верещагинское (16), Табасское (17), состоящее из двух субмеридиональных локальных поднятий, Уфимское (18), Благовещенское (19), Иглинское (20). На юге района

расположено крупное Белебеевское поднятие (21) с максимальной амплитудой 479 м, состоящее из нескольких локальных. Граница с Уралом локальные поднятия ориентированы согласно с уральскими структурами. Белебеевское поднятие в целом ориентировано с северо-запада на юго-восток в соответствии с преобладающим простиранием слабых зон. Наиболее протяженная из них прослеживается в направлении г. Кандры – г. Стерлитамак. Эта зона коррелирует с разломом в фундаменте. Хорошо читаются в рельефе по эрозионной сети и слабые зоны северо-восточного простирания. Восточнее Уфимского (18) выделен ряд поднятий, следующих параллельно структурам Уральского горного сооружения. Среди них Соликамское (22), Макаровское (23), Шумихинское (24), самое крупное Лысвинское (25), Натальинское (26), Вехнеискушское (27), Верхнекигимское (28). Поднятия и разделяющие их впадины нарушены слабыми зонами субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, соответствующего структурам Урала.

Автоматизированная обработка радарных изображений с использованием программы Lessa позволил установить следующие закономерности. Рисунок роз-диаграмм эрозионной сети индивидуален для каждой из региональных структур. Так, в области, прилегающей к Уральскому орогену на западе, он имеет субмеридиональное простирание, чем резко отличается от роз-диаграмм Западно-Сибирской плиты. Максимальные значения плотности эрозионной сети локализуются в областях поднятий Тимано-Печорской области и Русской равнины, что указывает на более активный характер проявления новейших движений в результате воздействия Уральского горного сооружения. В области Западно-Сибирской равнины эта корреляция существенно ниже.

Проведенные комплексные исследования позволили выявить существенные различия в рисунках новейших дислокаций в областях, примыкающих к орогену Урала. На полученных материалах видно, что новейшие структуры Русской равнины, Предуралья, восточной части Тимано-Печорской области находятся под влиянием деформаций Уральского орогена и формируются в едином с ним поле напряжения, т.е. субширотном сжатии. В то же время на территории Западно-Сибирской равнины господствуют другие геодинамические условия, связанные с обстановкой субмеридионального сжатия.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.

*Панина Л.В., Зайцев В.А.* Сравнительная неотектоника юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и юго-западной части Западно-Сибирской плиты // Мат-лы всеросс. науч. конф. «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 75-летию со дня рождения Е.А. Рогожина (1947–2021) и 115-летию со дня рождения В.В. Белоусова (1907–1990). М.: Перо. 2022. С.119–126.

*Панина Л.В., Зайцев В.А.* Структурно-геоморфологический анализ зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. // Динамическая геология. 2023. № 1. С. 3–7.

*Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T. et al.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

## СРАВНЕНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА МАССИВА ВЯЛИМЯКИ, РАССЧИТАННЫХ ПО РАЗНЫМ ЦИФРОВЫМ МОДЕЛЯМ РЕЛЬЕФА

Сенцов А.А.<sup>1</sup>, Агибалов А.О.<sup>1,2</sup>, Кондратов А.Д.<sup>1</sup>, Передерин Ф.В.<sup>1</sup>, Холодков К.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

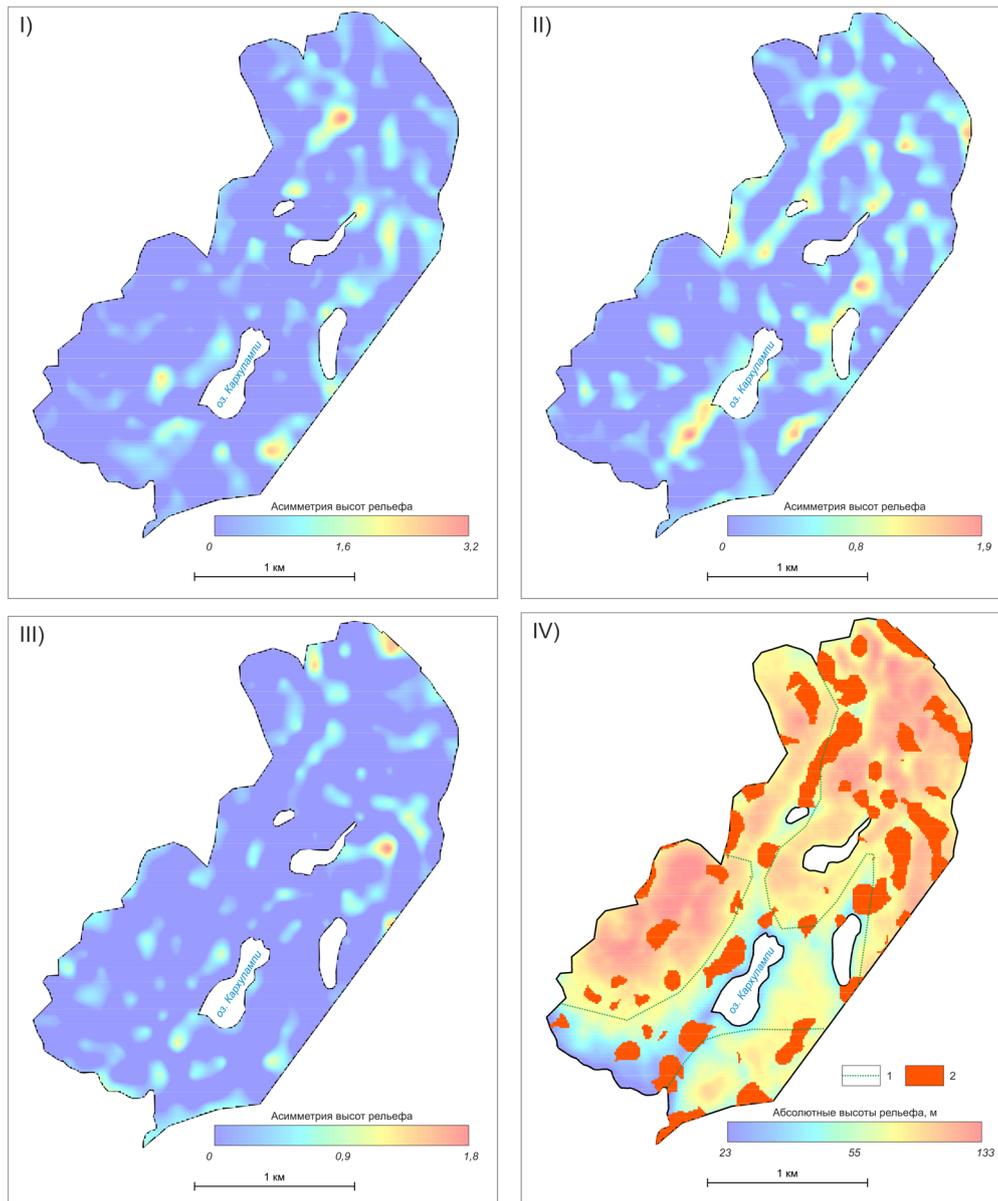
e-mail: [alekssencov@yandex.ru](mailto:alekssencov@yandex.ru)

Массив Вялимяки (1.88–1.90 млрд. лет) расположен в Северном Приладожье (юго-восток Балтийского щита) [Алексеев, 2008]. Для него построены разные цифровые модели рельефа (ЦМР): путем оцифровки финской топографической карты 30-х годов прошлого века масштаба 1 : 20 000 (сечение основных горизонталей 5 м), с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА) сотрудниками лаборатории геоинформатики ИФЗ РАН, а также этот район показан на ЦМР ArcticDEM [Университет..., 2023]. Анализ морфометрических параметров по ЦМР — один из значимых методов, позволяющих оценить тенденции неотектонических движений, поэтому сравнение этих параметров, рассчитанных по разным исходным материалам, представляется интересной и важной в методическом отношении задачей.

Нами проанализированы 6 морфометрических характеристик: 1) высотные отметки рельефа, 2) крутизна склонов, 3) кривизна рельефа, 4) глубина вертикального расчленения, 5) асимметрия высот, 6) экспозиция склонов. Эти параметры наиболее часто используют при проведении морфометрических исследований, направленных в том числе на характеристику направленности и интенсивности новейших движений. Крутизна склонов и кривизна рельефа определены с помощью инструмента «Spatial analyst» программы ArcMap. Глубина вертикального расчленения рассчитана как разность максимальной и минимальной высот в расчетных ячейках размерами 200×200 м [Спирidonов, 1974]. Схемы асимметрии высот позволяют сформировать общее представление о тенденции развития рельефа. Значения этого параметра могут быть отрицательными, нулевыми или положительными. В последнем случае можно сделать предположение о том, что поверхность испытывает нарастающие вертикальное расчленение, т. е. происходит активизация тектонических поднятий. Нулевые значения свидетельствуют в пользу динамического равновесия территории и ее выравнивания. Отрицательные значения (преобладание значений меньших, чем среднее по выборке) также говорят о выравнивании рельефа и уменьшении потенциальной энергии, что можно интерпретировать как ослабление поднятий и инверсией тектонического режима [Трегуб, 2010]. Для оптимизации вычислений асимметрии рельефа по сетке 200×200 м применялся авторский скрипт, написанный К.И. Холодковым и А.Д. Кондратовым на языке программирования Python. На *рисунке* показано сопоставление асимметрии высот рельефа по разным ЦМР. В целом положительные значения этого параметра располагаются по границам блоков, которые на новейшем этапе испытывают восходящие вертикальные движения. На итоговой схеме (IV) приведены общие области локализации положительных значений асимметрии высот рельефа, полученных по трем ЦМР. Они послужили реперами для оконтуривания вышеупомянутых блоков.

Сравнение медианных и квартильных значений 6-ти морфометрических параметров приведено в *таблице*. Общее количество точечных элементов каждой из проанализированных ЦМР — 80 887. Наиболее существенно различаются максимальные высоты рельефа, определенные по разным ЦМР (110, 95 и 134 м, соответственно).

Значения крутизны склонов, глубины вертикального расчленения и экспозиции склонов практически не зависят от выбора исходной ЦМР, в то время как медианное и квартильные значения кривизны рельефа, оцененные по ЦМР, построенной с использованием БПЛА, существенно выше аналогичных значений, определенных по другим ЦМР.



**Рисунок.** Схемы асимметрии высот рельефа массива Вялимяки, построенные по разным данным: I) по ЦМР, составленной с использованием БПЛА в лаборатории геоинформатики ИФЗ РАН; II) по топографическим картам масштаба 1 : 20 000; III) по ЦМР ArcticDEM. На рис. IV представлены результаты выделения локальных поднятий в пределах массива Вялимяки по градиенту высот рельефа (модель ArcticDEM) и по общим для 3-х ЦМР областям положительных значений асимметрии высот рельефа: 1 – границы блоков, испытывающих восходящие новейшие движения, 2 – общие для всех ЦМР области положительных значений асимметрии высот рельефа

Это связано с тем, что использование БПЛА позволило с высокой точностью зафиксировать положение вертикальных стенок и уступов, часто встречающихся на рассматриваемом участке. По-видимому, с этим связаны и различия значений асимметрии высот.

В целом для структурно-геоморфологических и морфометрических исследований ЦМР ArcticDEM и построенная с использованием БПЛА представляются оптимальными. Достоинством первой является то, что она размещена в открытом доступе, второй — высокая точность, позволяющая анализировать микроформы рельефа, в том числе небольшие вертикальные стенки и уступы.

*Таблица. Количественное сопоставление ЦМР, полученных различными методами*

Квартили (Q)	ЦМР, построенная с использованием БПЛА			ЦМР, построенная по топокартам			ArcticDEM		
	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>
Высоты, м	62,7	76,1 [75,9...76,2]	87,9	48,3	61,3 [61,1...61,4]	72,3	85,8	98 [97,9...98,1]	109,7
Крутизна склонов, °	2,33	4,07 [4,05...4,09]	6,68	2,21	40,8 [4,05...4,1]	6,22	2,95	4,64 [4,62...4,66]	6,67
Кривизна рельефа, м <sup>-1</sup>	0,49	1,21 [1,2...1,22]	2,51	0	0 [0...0]	0,04	0,05	0,11 [0,11...0,11]	0,19
Глубина вертикального расчленения, м	10,7	15 [14,9...15]	20,6	11,4	11,4 [16,2...16,3]	21,6	12,7	17,7 [17,6...17,7]	23,5
Асимметрия высот рельефа	-0,43	-0,05 [-0,05...-0,04]	0,38	-0,35	0,03 [0,03...0,04]	0,4	-0,44	-0,16 [-0,17...-0,16]	0,14
Экспозиция склонов, °	110	188 [187...189]	268	113	187 [186...188]	275	116	184 [183...185]	268

*Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).*

#### ЛИТЕРАТУРА

*Алексеев И.А.* Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). Дис. ... канд. геол.–мин. н. СПб., 2008. 184 с.

*Спиридонов А. И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1974. 184 с.

*Трегуб А.И.* Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфометрического анализа // Вестник ВГУ. Серия геология. 2010. №. 2. С. 59-64.

Университет Миннесоты. Цифровая модель рельефа ArcticDEM. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>. Дата обращения: 01.09.2023.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА ВУЛКАНОВ НЕВАДО-ДЕЛЬ-РУИС (КОЛУМБИЯ) И ЭЛЬБРУС (РОССИЯ)

Собисевич А.Л.<sup>1</sup>, Агibalов А.О.<sup>1,2</sup>, Зайцев В.А.<sup>2</sup>, Сенцов А.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: [agibalo@yandex.ru](mailto:agibalo@yandex.ru)

Вулканы Невадо-дель-Руис и Эльбрус во многом схожи в геологическом отношении: они расположены в осевых частях орогенных поднятий с палеозойским фундаментом и представляют собой длительно развивающиеся стратовулканы, в строении которых участвуют разновозрастные лавовые потоки андезитового и дацитового (для Эльбруса — также риодацитового) составов. В монографии [Рогожин и др., 2014] отмечены общие геоморфологические особенности обоих вулканов, кратко перечисленные в *таблице*.

**Таблица.** Сравнительные данные по вулканам Невадо-дель-Руис (Колумбия) и Эльбрус (Россия) [Рогожин и др., 2014]

Признаки	Невадо-дель-Руис	Эльбрус
Абсолютная высота, м	5400	5642
Относительная, высота, м	1300	2000
Высота боковых паразитических прорывов, м	4900	3200 - 5200
Структурная позиция	Ось орогенного поднятия	Ось орогенного поднятия
Фундамент	Кристаллические породы палеозоя	Кристаллические породы палеозоя
Тип вулкана	Стратовулкан	Стратовулкан
Состав пород	Андезиты, дациты	Андезиты, дациты, риодациты
Оледенение	Кратер и склоны покрыты льдом	Кратер и склоны покрыты фирном и льдом
Извержения	1. 1595 г. - эксплозивное, грязевые потоки. 2. 1828-1845 гг. активизация, слабые извержения. 3. 1985 г. - эксплозивное, грязевые потоки.	1. 1100 – 1500 гг. – лавовые, слабые эксплозии, грязевые потоки (?). 2. 1900 – 2010 гг. - периодическая активизация фумарольных проявлений.

Проведенный нами анализ рельефа районов вулканов Невадо-дель-Руис и Эльбрус позволил установить общие закономерности пространственного рисунка мегатрещиноватости и сходство значений ряда морфометрических параметров. Эти данные дополняют приведенные в монографии [Рогожин и др., 2014] материалы.

Рассмотрим общие черты рельефа обоих вулканов.

1. В радиусе 50 км от центров вулканов установлены общие закономерности ориентировок линеаментов и склонов. В районе влк. Эльбрус доминирующие азимуты простираения линеаментов — 110°, 20° и 80°. Северо-западное ("кавказское") направление (~110°) в целом соответствует ориентировке орогенного сооружения Большого Кавказа,

вдоль ортогонального ему северо-восточного ("антикавказского") направления ( $\sim 20^\circ$ ) ориентированы поперечные сдвиги 1-го порядка [Трихунков, 2009], а третье направление ( $\sim 80^\circ$ ) отклоняется на  $30^\circ$  против часовой стрелки от основного северо-западного тренда, который также хорошо выражен на розе-диаграмме простирания склонов. Похожие закономерности проявлены в районе влк. Невадо-дель-Руис. Здесь линеаменты простираются по азимутам  $0^\circ$ ,  $90^\circ$  и  $160^\circ$  (в порядке уменьшения значимости), близкие направления выражены на розе-диаграмме простираний склонов. Меридиональное направление соответствует ориентировке горно-складчатого сооружения Анд, широтное можно интерпретировать как аналог "антикавказского", а диагональное отклоняется на  $20^\circ$  против часовой стрелки от меридионального.

2. Для водотоков изучаемых районов характерно единственное доминирующее направление простирания — восток-северо-восточное для влк. Невадо-дель-Руис и северо-восточное для влк. Эльбрус. В обоих случаях оно ортогонально оси горно-складчатого сооружения и соответствует ориентировке сжимающих напряжений. Отметим, что для областей проявления сдвиговых деформаций как правило характерен более сложный рисунок гидросети, который может быть проиллюстрирован розой-диаграммой с 2-мя максимумами [Агibalов и др., 2021; 2022]. Таким образом, наличие одного доминирующего направления водотоков объяснимо общностью геомеханической обстановки — сжатием, ориентированным вкрест простирания главных водоразделов.

3. На схемах изолонг 1-го порядка вокруг влк. Невадо-дель-Руис и Эльбрус выделены 3 кольцевых элемента дешифрирования. Они имеют общие центры, а их радиусы подчиняются геометрической прогрессии

$$R_{n+1} = R_n \times \sqrt{2}, \quad (1)$$

описанной в [Ильченко, Сенчина, 2018]. Для района Невадо-дель-Руис значения  $R$  (км) составляют 11, 50, 85 и близки к рассчитанным по приведенной формуле  $R_5=44$  и  $R_7=88$ . Для района влк. Эльбрус  $R$  равны 37, 70 и 110 км при  $R_3=74$  и  $R_4=105$  км.

4. Вокруг обоих вулканов линии вытянутости формируют сложный пространственный рисунок, нередко образуя концентрические и дуговые в плане элементы. Наблюдается несколько максимумов плотности линий вытянутости, одни из которых приурочены непосредственно к вулканическим постройкам. Для района влк. Невадо-дель-Руис статистически значимы направления  $0^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $80^\circ$ ,  $130^\circ$ ,  $170^\circ$ , а для района влк. Эльбрус —  $0^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $130^\circ$ ,  $170^\circ$ . Они соответствуют основным направлениям планетарной трещиноватости ( $0^\circ$  и  $90^\circ$ ,  $35^\circ$  и  $145^\circ$ ), связанной с ротационными силами [Драгунов, 2005].

По нашему мнению, сходство геологического строения и рельефа вулканов Невадо-дель-Руис и Эльбрус может свидетельствовать об определенном подобии вулканических режимов: известны крупные эксплозивные извержения влк. Невадо-дель Руис 1595 и 1985 гг., поэтому нельзя исключить возможность аналогичных катастрофических событий и на влк. Эльбрус.

*Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. и др.* Морфометрические параметры рельефа и локализация месторождений углеводородов Волго-Уральской антеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 2021. № 4. С. 116–128.

*Агибалов А.О., Зайцев В.А., Маниулова Е.А. и др.* Выделение сейсмически активных участков Воронежской антеклизы геоморфологическими и тектонофизическими методами // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2022. № 2. С. 3–10.

*Драгунов А.А.* Комплексное изучение геодинамически активных зон земной коры с использованием материалов дистанционных и геофизических исследований Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Дис. ... канд. геол.-мин. н. Казань, 2005. 182 с.

*Ильченко В.Л., Сенчина Н.П.* Волновые признаки развития систем тектонических нарушений вокруг структур центрального типа в вариациях форм рельефа и геохимических данных // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 230–234.

*Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И. и др.* Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

*Трихунков Я.И.* Морфоструктура и опасные геоморфологические процессы Северо-Западного Кавказа. Дис. ... канд. геол.-мин. н. М., 2009. 222 с.

## ЛИНЕАМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

*Трегуб А.И., Трегуб С.А., Клепикова Н.Е.*

*Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия*

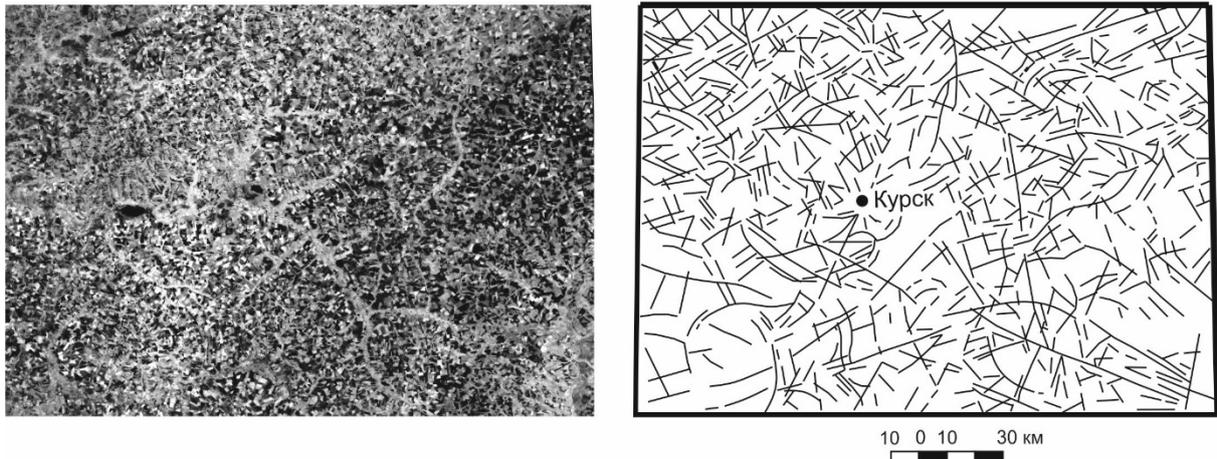
*e-mail: [tregubai@yandex.ru](mailto:tregubai@yandex.ru)*

Использование космических снимков в морфоструктурном анализе и, прежде всего, в его линеаментном направлении, становится все более распространенным. Под линеаментами различных рангов обычно подразумевается отражение на земной поверхности разрывных нарушений (трещиноватости и разломов). Линеаменты проявляются в значительной степени через особенности планового рисунка гидросети, поэтому их можно отнести к морфоструктуре – тектонической структуре (зоны повышенной трещиноватости) выраженной гидросетью. Морфоструктуры, связанные с кольцевыми формами приповерхностной трещиноватости выделены в качестве радиально-кольцевых морфоструктур [Трегуб и др., 2023<sup>2</sup>]. Линейные зоны трещиноватости, выделенные при обобщении локальных линеаментов могут быть отнесены к региональным линеаментам. Многие такие протяженные линеаменты определены В. И. Макаровым в качестве геодинамических активных зон [Юдахин и др., 2003]. Влияние этих зон на развитие опасных экзогенных процессов рассмотрено для характеризуемой территории ранее [Трегуб и др., 2023]. Их же глубинная природа остается не всегда ясной.

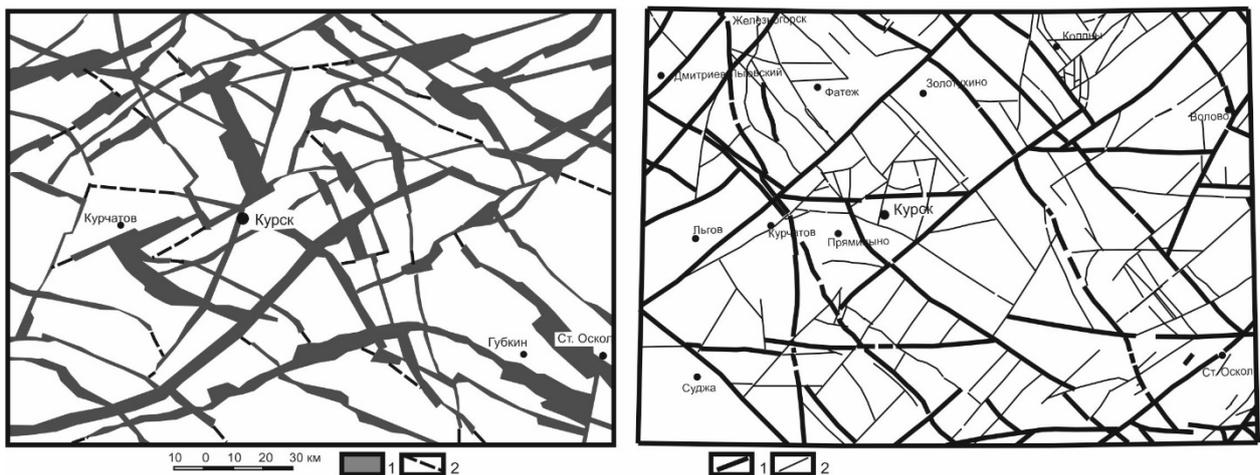
С целью определения связи линеаментов с глубинным строением территории и, прежде всего, структурами осадочного чехла выполнено дешифрирование космических снимков. При дешифрировании использованы космические снимки системы Landsat-8, прошедшие первичную обработку - корректировку контуров в соответствии с топографическим планшетом. Для анализа структур осадочного чехла использованы результаты бурения, обобщенные в специальных публикациях по региону [Савко и др., 2001], по неотектонике региона [Трегуб, 2002], по строению докембрийского фундамента [Молотков С. П. и др., 1999; Ненахов и др., 2007].

При дешифрировании выделены локальные линеаменты (рис. 1). На основе их обобщения составлена схема региональных линеаментов, которая сопоставлена с разломами в фундаменте, показанными на геологической карте [Молотков и др., 1992]. Эти разломы далеко не всегда находят свое отражение в линеаментной сети (рис. 2).

Допуская тесную связь линеаментов с приповерхностной трещиноватостью через эрозионные долины, необходимо учитывать изменения вязкости горных пород (их способности противостоять пластической деформации). Максимальных значений она достигает в приповерхностной зоне и оценивается величиной  $10^{24}$  Па\*с [Добрецов и др., 2001]. По мере увеличения глубины, нарастании температуры и давления вязкость постепенно уменьшается, и на уровне границы Конрада (глубина около 20 км) составляет  $10^{22}$  Па\*с [Добрецов и др., 2001]. При этом возрастает роль пластической деформации. Таким образом пликативные структуры осадочного чехла на земной поверхности могут отражаться развитием приповерхностной трещиноватости.



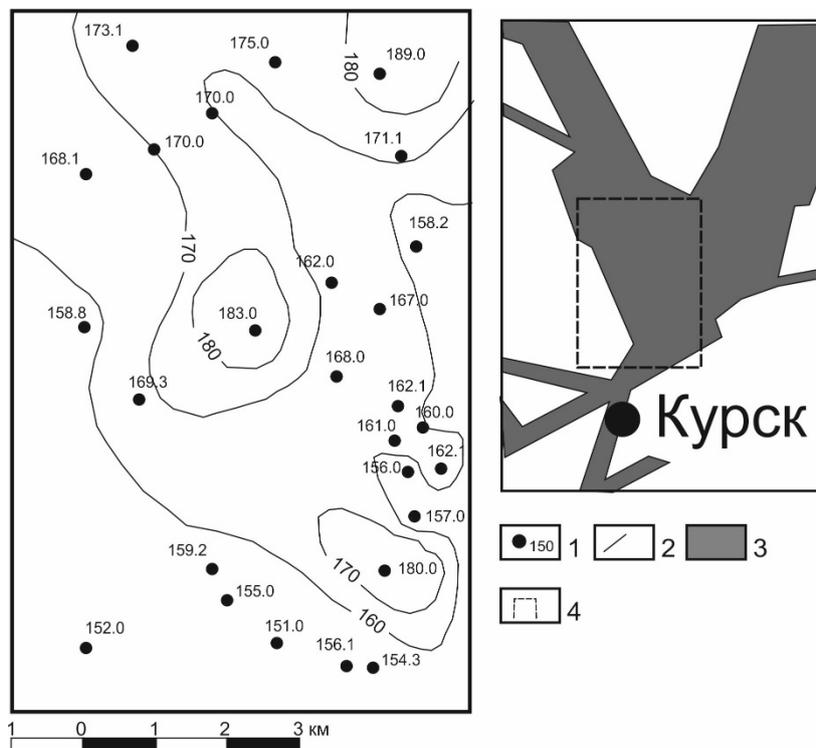
**Рис. 1.** Космический снимок Landsat-8, ближний инфракрасный диапазон, поликоническая проекция. Эллипсоид Красовского, геодезическая система Пулково 1942 г и схема локальных линеаментов, выделенных по анализу планового рисунка гидросети



**Рис. 2.** Сопоставление схемы региональных линеаментов с разломами в фундаменте (по геологической карте докембрийского фундамента [Молотков и др., 1999]). Слева на рисунке – схема региональных линеаментов: 1 – региональные линеаменты, 2 – возможное их продолжение. Справа на рисунке – схема разломов фундамента: 1-разломы первого порядка, 2 – более мелкие разломы

Для проверки этого предположения выбран один из участков севернее г. Курска с достаточно большим количеством скважин, вскрывающих подразделения осадочного чехла. В неотектонической структуре здесь обособлено локальное поднятие, ось которого ориентирована в северо-западном направлении [Трегуб, 2002]. В верхней части осадочного чехла ему соответствует локальное поднятие на уровне подошвы отложений туронского яруса верхнего мела. Амплитуда поднятия составляет около 20 метров. Оно отчетливо сопоставляется с фрагментом полосы региональных линеаментов (рис. 3). Локальное поднятие фиксируется и в палеозойских отложениях. Примером тому служит результат анализа мощностей ардатовского горизонта живецкого яруса среднего девона (рис. 4). Ардатовский горизонт выбран для анализа палеотектонической структуры, поскольку сверху он согласно перекрывается отложениями муллинского горизонта, а снизу также согласно подстилается породами воробьевского горизонта [Савко и др., 2001]. Амплитуда локальной структуры близка по своей величине к амплитуде

поднятия в подошве турона. Таким образом, можно утверждать, что локальное поднятие, выделенное в неотектонической структуре, развивается унаследовано в продолжение всего времени формирования осадочного чехла. Сходная ситуация может отмечаться и для серии других локальных структур, расположенных в зоне рассматриваемого регионального линеамента.

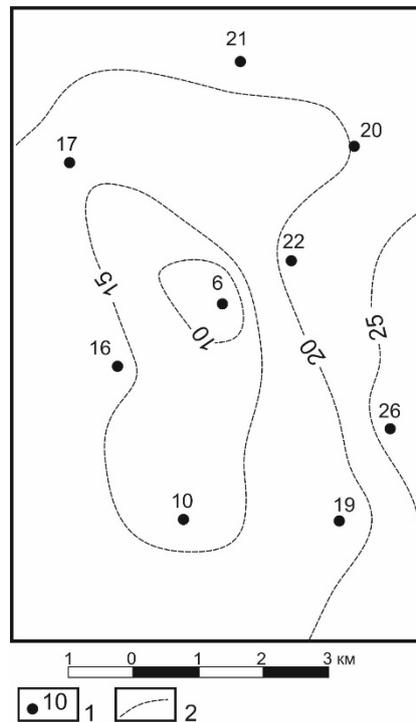


**Рис. 3.** Локальное поднятие подошвы туронского яруса верхнего мела в пределах зоны регионального линеамента. Условные обозначения: 1 – скважины с абсолютными отметками подошвы туронского яруса, 2 – стратоизогипсы подошвы туронского яруса, 3 – зоны региональных линеаментов, 4 – контуры изученного фрагмента

Однако эти структуры, обладая существенно меньшей амплитудой, выделяются менее отчетливо как в неотектонике, так и в разрезе мезозойских, а также палеозойских отложений. Их след, по-видимому, фиксируется полосой приповерхностной трещиноватости, выделяющейся в качестве линеаментов при дешифрировании космических снимков.

Наличие пликативных структур в осадочном чехле, которые порождают приповерхностную трещиноватость и ее отражение в поле линеаментов, отсутствие прямой связи линеаментов с разломами в кристаллическом фундаменте, позволяет предполагать их автономное развитие, независимое от геодинамики кристаллического фундамента, выделять их в качестве геодинамических активных зон [Юдахин и др., 2003]. Можно предположить, что эти зоны образуются под влиянием напряжений, которые возникают при воздействии сил, исходящих от активных структур обрамления Восточно-Европейской древней платформы [Копн и др., 2014]. Среди них могут быть Крымско-Кавказский и Уральский орогены, Карпаты, а также хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Такие напряжения вызывают время от времени фиксирующиеся

приборами слабые землетрясения. Глубина их гипоцентров обычно не превышает 15-20 км [Афанасьев и др., 2012].



*Рис. 4. Отражение локального поднятия в изменении мощности ардатовского горизонта живетского яруса среднего девона. 1 – скважины, вскрывшие ардатовский горизонт. 2 – изопахиты ардатовского горизонта*

По сравнению с мощным и жестким фундаментом древней платформы ее осадочный чехол оказывается более восприимчивым к периодическому разнонаправленному воздействию деформаций чистого сдвига (удлинения-укорочения). Релаксация напряжений, связанных этими деформациями, по-видимому, может выражаться образованием в осадочном чехле пликативных структур, которые формируют приповерхностную трещиноватость, выраженную линейными элементами разного ранга (локального и регионального), а также разных направлений.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Афанасьев Н.С., Груздев В.Н., Дубянский А.И. и др. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главный редактор член-корр. РАН Н.М. Чернышов. Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2012. 330 с.*

*Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.*

*Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А. и др. Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: Методические, теоретические и прикладные аспекты //Труды ГИН РАН. М: ГЕОС, 2014. 88 с.*

*Молотков С.П., Костюков В.И., Лосицкий В.И. и др. Геологическая карта Воронежского кристаллического массива. Масштаб 1:500 000. Воронеж, 1999.*

*Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И.* и др. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007. 284 с.

*Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И.* и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Труды НИИ Геологии ВГУ. Воронеж: ВГУ, 2001. 201 с.

*Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ Геологии ВГУ. Воронеж: ВГУ, 2002. 220 с.

*Трегуб А.И., Трегуб С.А., Клепикова Н.Е.* Линеаментный анализ при прогнозе развития опасных экзогенных геологических процессов (на примере центральной части Воронежского кристаллического массива // Мат-лы VIII Междунар. научно-практической конф. «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы». Воронеж, 2023. С. 204–209.

*Трегуб Ф.И., Трегуб С.А., Тимошинов А.С.* Радиально-кольцевые морфоструктуры центра Воронежской антеклизы // Мат-лы XXXIII Всеросс. с международным участием научно-практической Щукинской конф. «Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». Воронеж, 2023. С. 221–225.

*Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Уро РАН, 2003. 299 с.

## НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА АХТЫЧАЙСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Фадеева К.В.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: [karina-fadeeva-2000@mail.ru](mailto:karina-fadeeva-2000@mail.ru)

Рельеф является одним из источников информации о направлениях главных осей напряжений. Основное внимание в исследовании уделено дизъюнктивным, а не пликативным деформациям, поскольку разрывные нарушения, такие как слабые зоны, коррелируются с землетрясениями и определяются ими. С использованием структурно-геоморфологического анализа были выявлены слабые зоны, которые часто представляют собой проявление скрытых малоамплитудных разрывных нарушений и зон трещиноватости в рельефе, скрывающихся под чехлом четвертичных отложений [Панина, 2019].

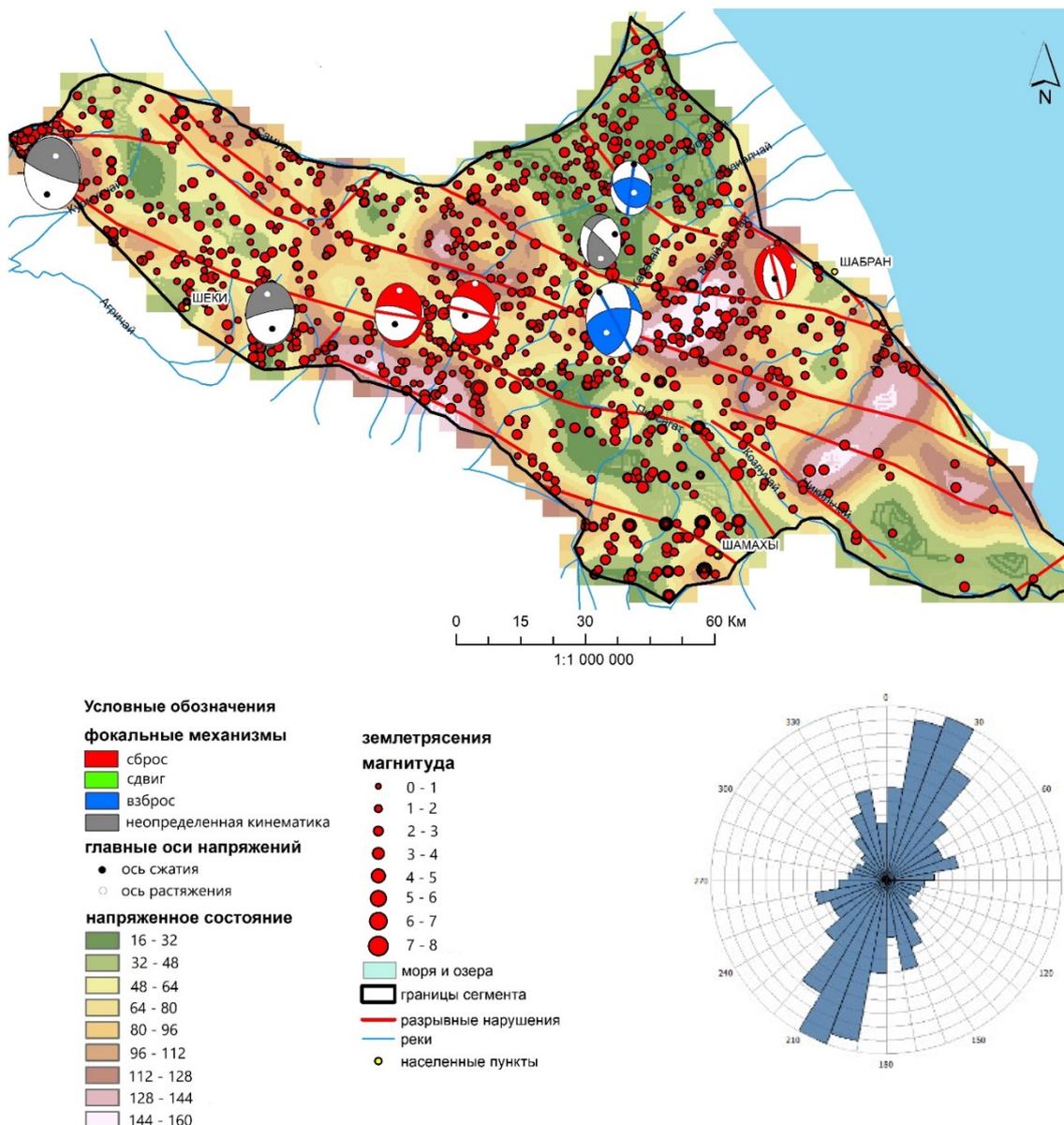
3D компьютерное моделирование напряженного состояния с использованием программного обеспечения RMS Roxar помогло изучить тектоническую эволюцию Большого Кавказа и выявить зоны повышенной неотектонической активности. Эти зоны могут быть связаны с повышенной трещиноватостью и будут представлять особую опасность с точки зрения сейсмичности.

Модель напряженного состояния была построена с использованием трехмерной сетки в программе RMS Roxar. С помощью модуля Fracture modeling [Roxar Software, 2012] были рассчитаны напряжения и направления осей сжатия в горизонтальной плоскости. Для этого были использованы линеаменты и разломы, которые были предварительно выделены на геологических картах и которые находили свое отражение в рельефе. Величина внешнего воздействия была задана в виде сжатия, с азимутом СВ 30°.

Благодаря компьютерному моделированию, была получена схема напряженного состояния и ориентировки осей сжатия для Ахтычайского сегмента Восточного Кавказа (рис. 1). Следует отметить, что полученные значения являются относительным, поскольку точная величина внешнего воздействия неизвестна. Среди ориентировок осей сжатия выделяются три пика: кавказское направление 10-30° СВ и отличные от него: 340-350° СЗ и 70-80° СВ. Высокие значения наблюдаются в местах пересечения двух и более разрывных нарушений. Также можно заметить, как землетрясения хорошо ложатся на систему слабых зон.

По решениям фокальных механизмов (рис. 1) можно сказать, что для данного сегмента на глубинах от 3 до 9 км преобладает сбросовый тип подвижек в очагах землетрясений, но с растяжением противоположному кавказскому. С глубиной (от 9 км) сбросовый тип подвижек переходит в взбросовый вначале с субкавказским сжатием, потом сжатие смещается на 45° к востоку.

Для более детального изучения частоты возникновения землетрясений и величины выделяемой сейсмической энергии были построены графики повторяемости (рис. 2). В таблице приведены: уравнения графиков повторяемости, средние выделившиеся энергии и магнитуды (средние) по Ахтычайскому сегменту Восточного Кавказа. Уравнение графика повторяемости имеет вид:  $y = -bM + a$ , где  $a$  - суммарная интенсивность сейсмических проявлений – сейсмическая активность,  $b$  - наклон графика, соотношение между сильными и слабыми сейсмическими событиями.

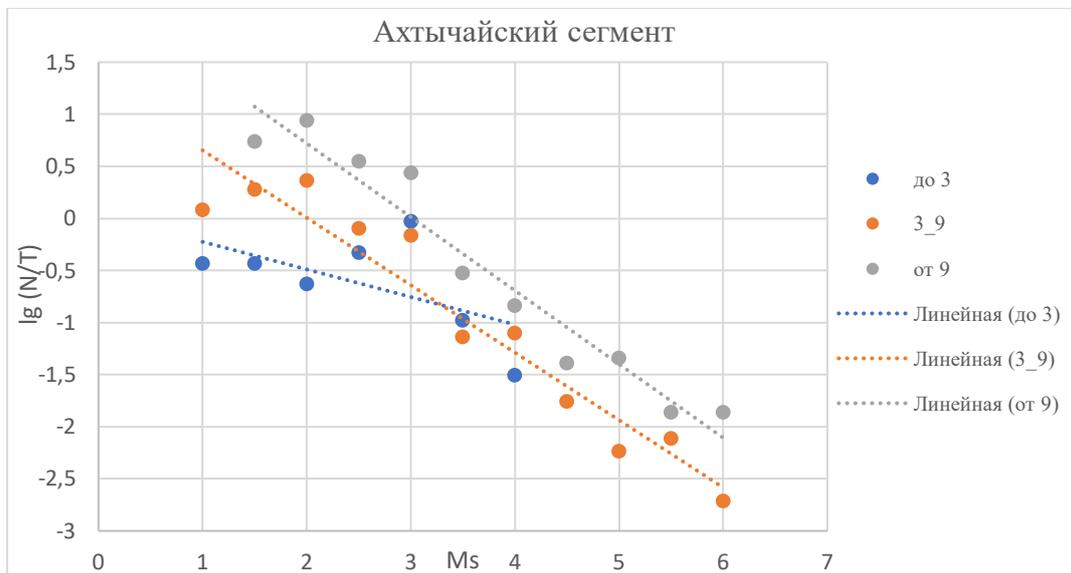


**Рис. 1.** Схема напряженного состояния и роза-диаграмма ориентировок осей сжатия Ахтычайского сегмента

Углы наклонов графиков повторяемости на глубинных уровнях (3-9 км и от 9 км) не сильно отличаются ( $\pm 0,1$ , *рис. 2, таблица*). Но от 9 км область характеризуется большей сейсмической активностью и выделениями большей энергии. Гипоцентров на глубине до 3 км меньше, и они низкомагнитудные – до 4. Ахтычайский сегмент имеет наименьшую крутизну графика среди всех сегментов Большого Кавказа.

Коэффициент корреляции между решениями фокальных механизмов и рассчитанными направлениями осей сжатия составил ровно 50%, что говорит о том, что поле напряжений было в равной степени как унаследовано, так и изменено. Новейшее поле напряжений в большей степени отражается в приповерхностных землетрясениях.

Корреляция между плотностью землетрясений и рассчитанными величинами напряжения падает с глубиной.



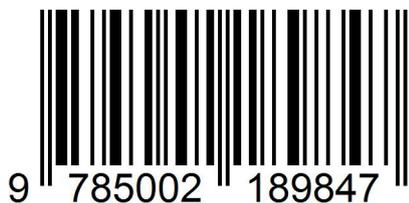
**Рис. 2.** Графики повторяемости землетрясений на разных глубинных уровнях: голубой – для землетрясений с гипоцентрами до 3 км, оранжевый – для землетрясений с гипоцентрами от 3 до 9 км, серый – для землетрясений с гипоцентрами более 9 км

**Таблица.** Уравнения регрессии графиков повторяемости Восточного Кавказа для разных глубинных уровней

Глубина (км)	Уравнение	Средняя выделявшаяся энергия	Магнитуда (средняя)
до 3	$y = -0.2647x + 0.04$	1.12E+12	3.6
3-9	$y = -0.6476x + 1.3017$	1.59E+14	4.7
от 9	$y = -0.7066x + 2.1329$	3.11E+17	6.3

#### ЛИТЕРАТУРА

Панина Л.В. Новейшие структуры и рельеф земли. М.: Перо, 2019. 115 с.  
Roxar Software Solutions. RMS 2012 руководство пользователя, Норвегия, 2012. 3224 с.



**Материалы Всероссийской научной конференции  
«Динамическая геология - проблемы и достижения»,  
посвященной 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова  
и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского,  
М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе**

Издательство «Перо»  
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105  
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36  
Подписано к использованию 15.12.2023.  
Объем: 52 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 1192.

