

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР,

Зав. лаб., ст. науч. сотр.

канд. геол.-мин. наук

Е.А. Зеленин

(введение, раздел 1,
заключение)

Исполнители

Гл. науч. сотр.

д-р геол.-мин. наук, профессор

Вед. науч. сотр.

д-р геол.-минер. наук

Ст. науч. сотр.

канд. геол.-мин. наук

Ст. науч. сотр.

канд. геогр. наук

Ст. науч. сотр.

канд. геол.-мин. наук

Мл. науч. сотр.

Мл. науч. сотр.

В.Г. Трифонов

(раздел 2, 3)

А.И. Кожурин

(раздел 1)

Д.М. Бачманов

(раздел 2, 3)

Я.И. Трихунков

(раздел 2)

С.А. Соколов

(раздел 3)

К.И. Юшин

(раздел 3)

В.С. Ломов

(раздел 2)

Реферат

Отчет 53 с., 3 раздела, 17 рисунков, 61 источник, 1 приложение.

Ключевые слова: Альпийско-Гималайский подвижный пояс, Притихоокеанский подвижный пояс, активные разломы, горообразование, неотектоника, сеймотектоника, вулканизм.

Планы работ по теме за 2024 г. выполнены полностью. Главные результаты исследований в отчетном периоде сводятся к следующему:

В Притихоокеанском подвижном поясе были исследованы геодинамические процессы, специфичные для его Камчатского сегмента. Выявлены вспышки вулканизма 6,2, 5,6, 4,3 и 3,0 млн л.н., скорее всего связанные с развитием Малки-Петропавловской поперечной зоны и последовательным продвижением вулканизма Восточного вулканического пояса на север от этой зоны. Анализ флювиального рельефа Центральной Камчатской депрессии позволил сделать вывод, что депрессия развивается как серия удлиненных грабенов, разделенных более стабильными блоками, аналогично разобщенным грабенам к востоку от депрессии.

В Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса была исследована неотектоника зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа: уточнено пространственное положение Пшехско-Адлерской зоны разломов, особенности ее проявления на поверхности и в структурах осадочного чехла, определены амплитуды новейших поднятий и горизонтальных перемещений сегментов Большого Кавказа по разные стороны от нее. Продолжены работы в очаговых областях катастрофических землетрясений в Восточной Турции 6 февраля 2023 г. Была охарактеризована геометрия и кинематика разломов Чардак и Улуова, с которыми было связано второе крупнейшее землетрясение (Эльбистанское землетрясение, $M = 7.5$). Научный задел по неотектонике региона позволил выполнить обобщение неотектонической истории и глубинного строения внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции.

В Центральной Азии на северном обрамлении Альпийско-Гималайского подвижного пояса доведены до публикации материалы по соотношению активных разломов севера Центральной Монголии с новейшей структурой и глубинным строением региона. Хангайского нагорья, а также по тектонической зональности Центральной Азии в сопоставлении с ЮВ Азией по данным сейсмотомографии и сейсмичности. Получены новые данные о неотектоническом строении Котловины Больших Озер, охарактеризованы

активные разломы региона, предложена структурно-кинематическая схема современных тектонических движений.

Основные результаты по каждому из направлений доведены до публикации в рецензируемых изданиях.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| Введение..... | 6 |
| 1 Притихоокеанский подвижный пояс. Курило-Камчатская островодужная система | 7 |
| 1.1 Динамика неоген-четвертичного вулканизма Камчатки..... | 7 |
| 1.2 Вертикальные деформации Центральной камчатской депрессии..... | 11 |
| 2 Кавказско-Аравийский сегмент Альпийско-Гималайского подвижного пояса..... | 15 |
| 2.1 Неотектоника зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа. | 16 |
| 2.2 Четвертичные смещения по разломам Чардак и Улуова (Восточная Турция) ... | 25 |
| 2.3 Сопоставление новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции..... | 28 |
| 3 Неотектоническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса | 32 |
| 3.1 Активные разломы севера Центральной Монголии, их соотношение с новейшей структурой и глубинным строением региона | 32 |
| 3.2 Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности | 32 |
| 3.3 Новые данные о неотектоническом строении Котловины Больших Озер..... | 33 |
| Заключение..... | 43 |
| Список использованных источников..... | 45 |
| Приложение А Публикации коллектива по теме исследований в рецензируемых изданиях | 51 |

Введение

В данном отчете представлены результаты продолжающихся работ по теме «Новейший этап геодинамического развития Альпийско-Гималайского и Притихоокеанского подвижных поясов» за 2024 год. В отчетном периоде проводились работы в Камчатском сегменте Курило-Камчатской островодужной системы, в Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, а также на северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса в Западной Монголии. Полученные данные были представлены на всероссийских конференциях, а также опубликованы в рецензируемых изданиях, преимущественно высокорейтинговых (Приложение А).

Разделы отчета соответствуют пространственному положению районов работ. В заключении обобщены основные результаты исследований за отчетный период.

1 Притихоокеанский подвижный пояс. Курило-Камчатская островодужная система

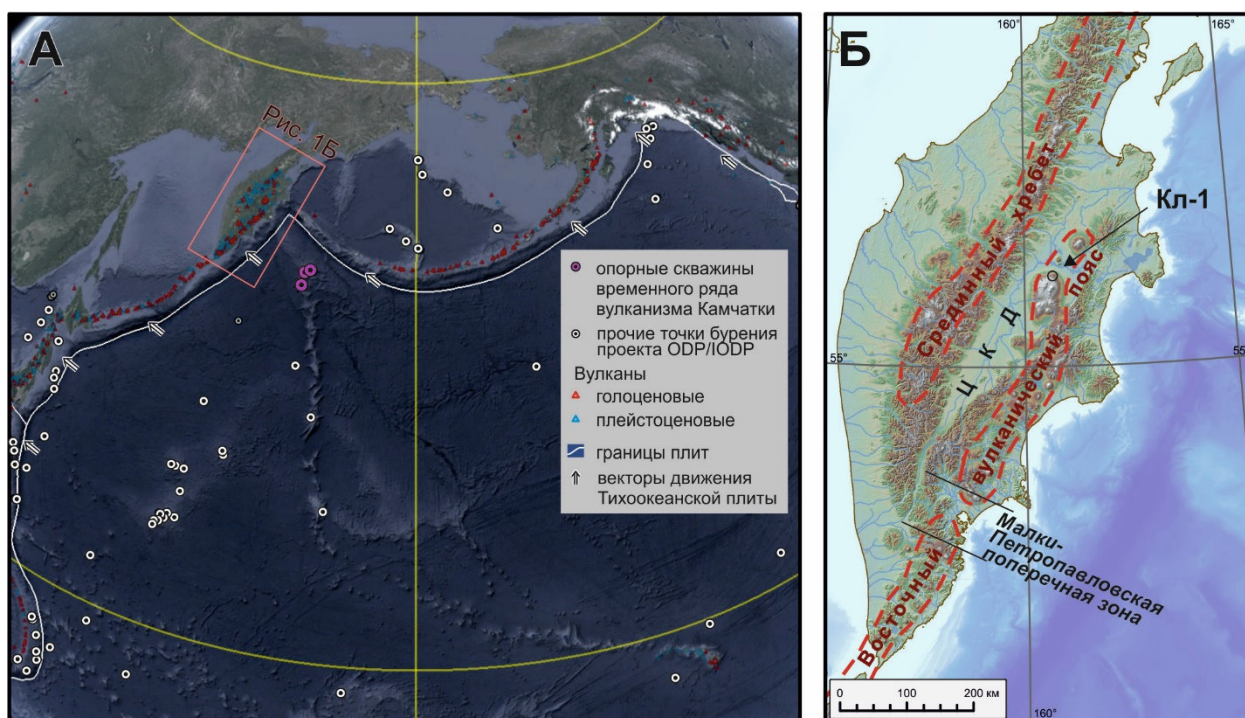
В пределах Притихоокеанского подвижного пояса в отчетный период была исследована история неотектонического развития Камчатского сегмента – наиболее сложно организованного сегмента Курило-Камчатской островодужной системы. Традиционно в тектоническом районировании Курило-Камчатской островодужной системы выделяют Курильский сегмент, включающий Курильскую дугу и Южную Камчатку, и Камчатский сегмент, приблизительно соответствующий физико-географическому региону Центральная Камчатка. Граница между ними не соответствует физико-географической границе между Курильскими островами и полуостровом Камчатка, а сопоставляется с т.н. Малко-Петропавловской (Начикинской) зоной поперечных дислокаций [Леглер, 1977], заложившейся после аккреции фрагментов неактивной Кроноцкой дуги [Lander, Shapiro, 2007]. Вслед за этим последовал перескок зоны субдукции на восток, и, вслед за этим, перемещение вулканической активности из вулканического пояса Срединного хребта в Восточный вулканический пояс [Avdeiko et al., 2007]. На пост-аккреционном этапе развития Камчатки поперечное растяжение коры полуострова привело к образованию Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) – полуграбена (одностороннего грабена) с активным восточным бортом. [Кожурин и др., 2008; Kozhurin, Zelenin, 2017].

Работы на Камчатке проводились по двум направлениям, касающимся наиболее интенсивных геодинамических процессов в неоген-четвертичное время: динамика вулканизма Камчатки и особенности развития Центральной Камчатской депрессии. Первое направление работ частично представлено в двух публикациях по истории продуктивности вулканических дуг на новейшем этапе [Zelenin et al., 2024a] и времени заложения северного окончания Восточного вулканического пояса [Zelenin et al., 2024b]. Предварительные данные по развитию ЦКД включены в публикацию [Зеленин и др., 2024].

1.1 Динамика неоген-четвертичного вулканизма Камчатки

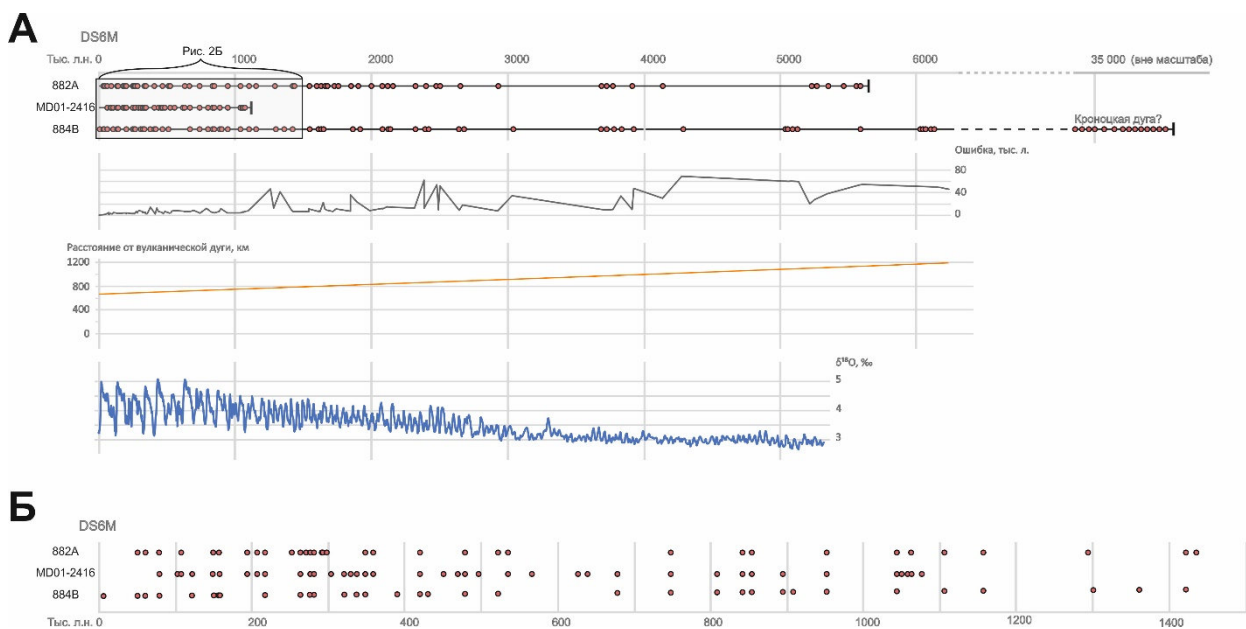
Исследование динамики неоген-четвертичного вулканизма Камчатки основано на геохимических исследованиях горизонтов пеплов, отобранных из глубоководных кернов проекта ODP и осадочных колонок из рейсов судна Marion Dufresne в Охотском море и СЗ части Тихого океана (Рисунок 1) [Ponomareva et al., 2023]. Тефра, распространившиеся за пределы полуострова, отвечают крупнейшим извержениям, а геохимический состав вулканического стекла позволяет определить вулканическую зону, а в некоторых случаях – вулканический центр, источник тефры. Полученный непрерывный архив пеплопадов DS6M продолжительностью в 6.2 миллионов лет (Рисунок 2) был проанализирован методами

фрактального и спектрального анализа для точной количественной оценки временной неоднородности вулканического процесса и поиска факторов, влияющих на его динамику.



А – геодинамическая схема северной Пацифики. Б – Рельеф и положение вулканических поясов Камчатки (ЦКД – Центральная Камчатская депрессия).

Рисунок 1. Положение района исследований по [Zelenin et al., 2024a] с дополнениями.



А – Полная хронология пеплопадов в сопоставлении с расстоянием до вулканической дуги-источника и изотопно-кислородной кривой LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005] Б – последние 1,5 млн лет.

Рисунок 2. Хронология пеплопадов DS6M, по [Zelenin et al., 2024a] с дополнениями.

Для крупнейших эксплозивных извержений давно известна эпизодичность как в региональном, так и в глобальном масштабе (например, [Cambray and Cadet, 1994]). Доминирующей теорией в исследованиях длинных рядов вулканизма является зависимость продуктивности вулканизма от колебаний климата (через изменение ледовой нагрузки либо колебания уровня моря) с периодичностью циклов Миланковича ~ 41 тыс. лет и ~ 100 тыс. лет (например, обзор [Kutterolf et al., 2019]). Однако, все исследователи отмечают ряд неопределенностей, не позволяющих сделать однозначные выводы о факторах продуктивности эксплозивного вулканизма в масштабе от десятков тысяч до первых миллионов лет.

Для количественной оценки неравномерности временного ряда вулканизма были использованы приемы фрактального анализа [Gusev et al., 2003], включающие в себя оценку параметра Вейбулла на графике квантиль-квантиль и оценку корреляционной размерности D_c . В исследованных данных события группируются гораздо сильнее (параметр Вейбулла $k < 0,84$), чем в потоке независимых событий, задаваемых стационарным пуассоновским процессом ($k = 1$). Характерный масштаб повторяемости отсутствует в диапазоне $10^3 - 10^6$ лет ($D_c < 0,74$). Однако в последние 700 тыс. лет корреляционная размерность вырастает до 0,93, что означает применимость спектрального анализа для этого периода, характеризующегося также наиболее выраженными сменами оледенений и межледниковий.

Нормализованный график спектральной плотности (Рисунок 3) показывает, что в исследованных данных (DS6M на рис. 3) частоты Миланковича не проявлены. Более того, ранее опубликованные данные по северной Пацифике, частично перекрывающиеся с DS6M [Prueher, Rea, 2001], имеют совершенно другую спектрограмму. Это говорит о том, что региональные факторы продуктивности вулканизма преобладают над глобальными климатическими изменениями даже в средних широтах – областях наиболее контрастной смены оледенений и межледниковий. Прямое сравнение DS6M с изотопно-кислородной кривой LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005] показывает, что группировка извержений не зависит от объема льдов суши.

И фрактальная размерность $D_c \ll 1$, и низкое отношение сигнал-шум на графике спектральной плотности означают самоподобие хронологии вулканизма в разных временных масштабах. Геодинамика зоны субдукции, в частности состав и рельеф субдуцирующей плиты, влияют на вулканизм в разных масштабах, а крупнейшие вспышки вулканизма могут определяться наиболее крупными тектоническими событиями.

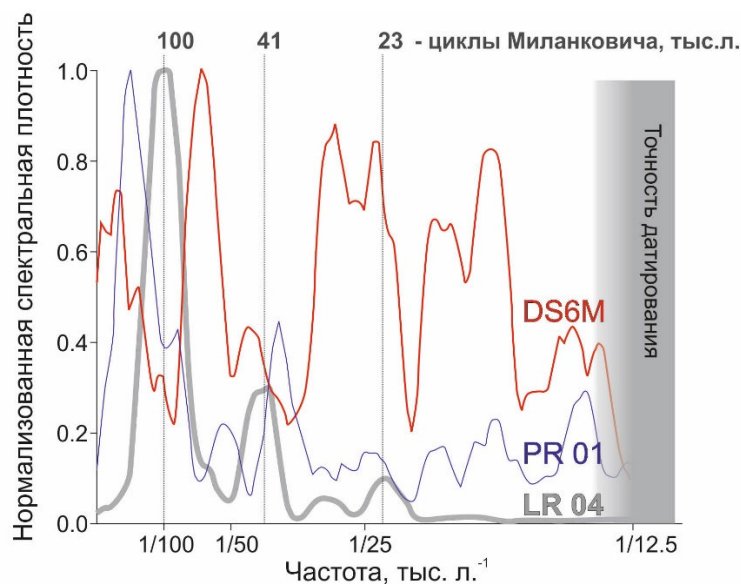


Рисунок 3. график хронологий вулканизма северной Пацифики DS6M [Zelenin et al., 2024a] и PR01 [Prueher, Rea, 2001] в сопоставлении с изотопно-кислородной кривой LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005]

Поскольку в изученных колонках представлен почти исключительно Восточный вулканический пояс Камчатки, начало пеплопадов в осадочных колонках 6.2 млн лет назад скорее всего ознаменовало заложение Малки-Петропавловской поперечной зоны и продвижение вулканизма ВВП на север от этой зоны. Поскольку предполагается, что распространение ВВП на север происходило поэтапно [Lander, Shapiro, 2007], последующие аperiodические вспышки 5,6, 4,3 и 3,0 млн лет назад могут быть связаны с появлением новых частей вулканического пояса.

Приведенные выводы остро нуждаются в подкреплении прямыми датировками наземных вулканитов. К сожалению, из-за низкого содержания калия в вулканитах фронтальной зоны и плохой обнаженности выбор объектов для датирования крайне ограничен. В отличие от многочисленных датировок вулканитов Срединного хребта, для Восточного вулканического пояса древнее позднего плейстоцена известны лишь единичные датировки в диапазоне 0,3-1,5 млн лет [Ермаков, Баженова, 2018; Толстых и др., 2023; Bindeman et al., 2010; Calkins, 2004; Churikova et al., 2015].

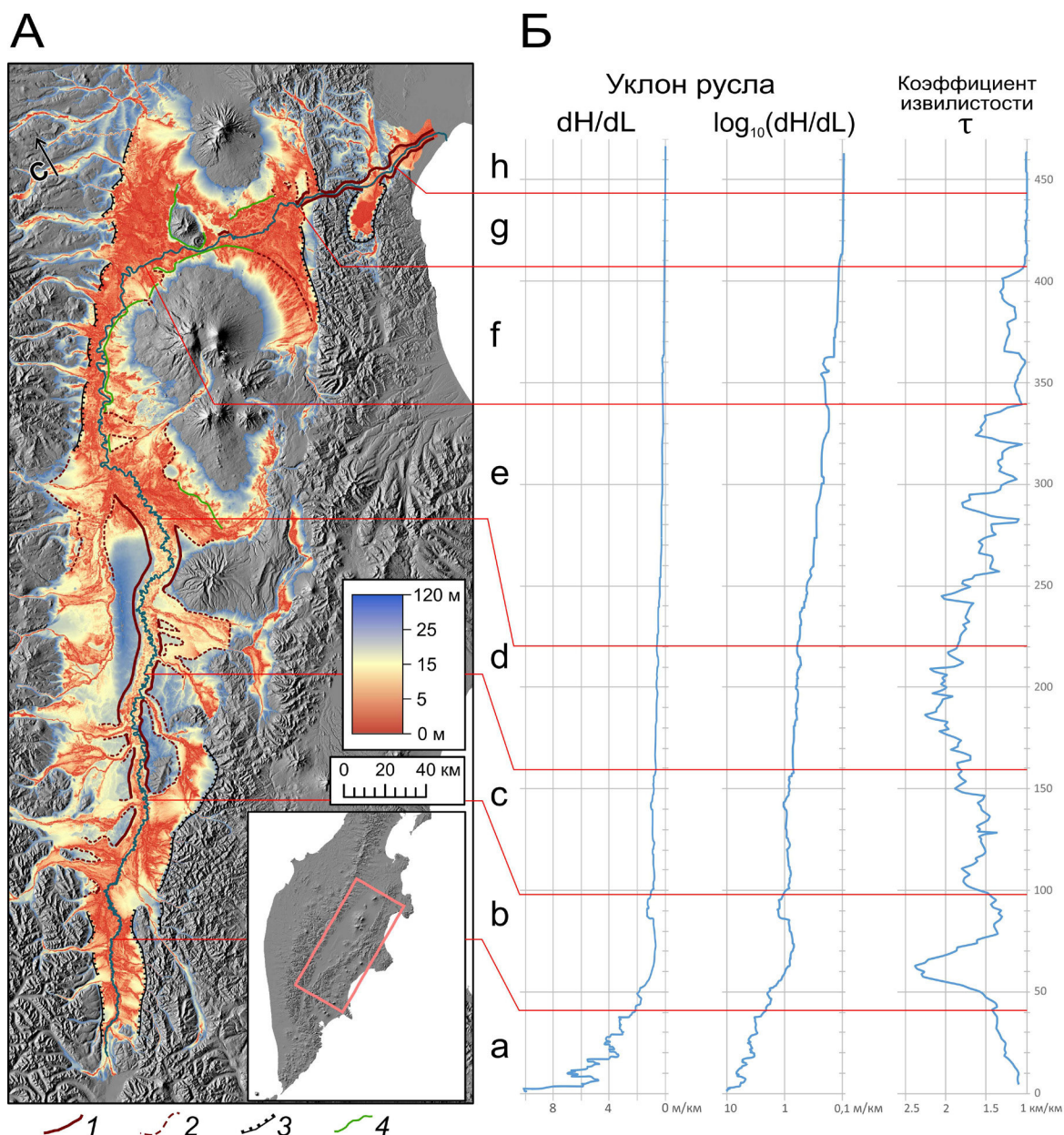
Для установления возраста северной части ВВП в отчетном периоде были проведены изотопно-геохронологические исследования вулканитов из скважины Кл-1 у подножья Ключевской группы вулканов вблизи пос. Ключи (см. Рисунок 1). Скважина Кл-1 глубиной 1513 м была пробурена в 2005-2007 гг в рамках поисковых работ на теплоэнергетические подземные воды. Материалы бурения были получены в хранилище Камчатского филиала

Территориального фонда геологической информации Дальневосточного Федерального округа (Инв. № 7417).

Эффузивы, вскрытые в интервале глубин 50–475 м, имеют возраст $0,72 \pm 0,05$, $1,54 \pm 0,15$ и $1,46 \pm 0,08$ млн лет и по составу отвечают умеренно-калиевым базальтам и высоко-калиевым трахиандезибазальтам, то есть сходны с породами, обнажающимися в основании Ключевской группы. Однако они существенно древнее всех ранее датированных эффузивов основания Ключевской группы, имеющих возраст до 0,3 млн лет [Calkins, 2004; Churikova et al., 2015]). Полученные оценки возраста около 0,7 и 1,5 млн лет относятся как минимум к двум эпизодам вулканической активности. Эти новые даты удивительно близки к двум известным группам дат для древнейших эффузивов севера Восточного вулканического пояса внутри ЦКД около 0,7 и 1,3 млн лет [Ермаков, Баженова, 2018; Толстых и др., 2023]. Для наименее изменённого образца умеренно-калиевого андезибазальта, вскрытого на глубине 1255 м, получена К-Аг оценка возраста $3,5 \pm 0,4$ млн лет, соответствующая времени завершения аккреции комплексов Кроноцкой дуги к Камчатке – наиболее молодой эпизод эксгумации террейна Восточных полуостровов датирован 3,3–5,1 млн лет на широте Кроноцкого полуострова [Цуканов, Дозорова, 2022]. Таким образом возраст заложения северной части Восточного вулканического пояса ограничен диапазоном 1,5 – 3,5 млн лет [Zelenin et al., 2024b].

1.2 Вертикальные деформации Центральной камчатской депрессии

Вплоть до настоящего времени исследования тектонического развития ЦКД опираются на фактический материал о ее восточной границе, сформированной активными сбросами [Kozhurin et al., 2006, Kozhurin, Zelenin, 2017], тогда как данные о распределении новейших деформаций внутри ЦКД отсутствуют. Накопленные за последующее время датировки отложений и новые дистанционные данные позволяют выявить отклик флювиальных процессов внутри ЦКД на вертикальные тектонические движения. Основными источниками данных для исследования [Зеленин и др., 2024] послужили растр превышения рельефа над речной сетью и основные морфометрические характеристики русла р. Камчатки – уклон и коэффициент его извилистости (Рисунок 4). Полученные данные позволяют разделить долину р. Камчатка на восемь участков, резко различающихся по морфологии. Такое строение долины в первую очередь связано с неравномерным прогибанием ЦКД, скорость которого превышает скорость адаптации флювиальных процессов.



А – схема превышения рельефа над речной сетью (REM) и границы долины р. Камчатка: 1 – эрозионные границы, 2 – эрозионные границы долин крупнейших притоков, 3 – тектонические границы, 4 – фронт лавовых потоков и обломочных лавин. Б – морфометрические характеристики русла р. Камчатка: частный уклон русла, м/км, с равномерной (dH/dL) и логарифмической шкалой ($\log_{10}(dH/dL)$), коэффициент извилистости (τ). Строчными латинскими буквами подписаны морфологически различающиеся участки долины, см. текст.

Рисунок 4. Превышение рельефа ЦКД над речной сетью и основные морфометрические параметры русла р. Камчатка, по [Зеленин и др., 2024].

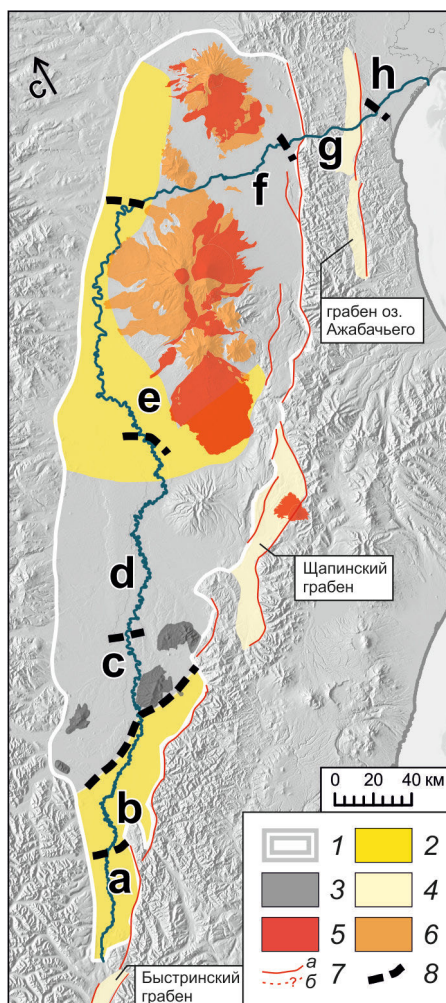
Верховья р. Камчатки на южном окончании ЦКД (участок **а** на Рисунке 4) отличаются симметричным строением долины. Поскольку восточный борт долины сформирован зоной активных разломов [Kozhurin et al., 2006; Kozhurin, Zelenin, 2017],

западный борт этой части ЦКД также должен быть сформирован активными разломами. Вплоть до настоящего времени таковые на западной границе ЦКД на этом участке описаны не были, однако примыкающий с юга к ЦКД грабен р. Быстрой имеет симметричное строение со сбросовыми и восточной, и западной границами [Кожурин и др., 2008].

Севернее (участки **b**, **c** на Рисунке 4) ЦКД перестает иметь симметричное строение, а долина р. Камчатки становится врезанной в отложения депрессии, что традиционно связывается с активным ростом Генеральского поднятия (например, [Мелекесцев и др., 1974]). Однако, полученные в настоящем исследовании морфометрические показатели указывают на выработанность продольного профиля участка **c**, тогда как внутри участка **b** отмечаются признаки некомпенсированного прогибания – протяженная область сниженных уклонов и максимальная извилистость меандрирующего русла вплоть до формирования пойменной многорукавности. Эти явления не тяготеют к границе участков **b** и **c**, а на выходе из участка **c** отсутствуют повышенные уклоны, ожидаемые после прохождения руслом активного поднятия. Следовательно, полоса останцов, включающая Генеральское поднятие, является пассивной структурой, обособленной при активном прогибании участка **b**, а граница **b-c**, косо секущая ЦКД, отражает северо-западную границу тектонического прогибания (Рисунок 5).

Уникальной особенностью участка **e** является выраженная асимметрия – русло максимально смещено на восток, к фронту лав Ключевской группы вулканов. Отсутствие надпойменных террас указывает на интенсивную современную аккумуляцию, которая подтверждает увеличенную скорость прогибания северной части ЦКД, ожидаемую над северным краем зоны субдукции [Schellart et al., 2007; Kozhurin, Zelenin, 2017]. Однако, это прогибание, по всей видимости, настолько асимметрично, что сток наносов с Ключевской группы вулканов не компенсирует его, и не смещает русло западнее, ближе к оси долины.

Таким образом, анализ флювиального рельефа ЦКД позволяет сделать вывод, что депрессия развивается как серия удлиненных грабенов, разделенных более стабильными блоками (см. Рисунок 5). Аналогичный структурный рисунок сформирован и пока еще не перекрыт осадками к востоку от ЦКД (Щапинский грабен и грабен оз. Ажабачьего).



1 – Границы Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), 2 – области повышенных скоростей погружения внутри ЦКД, 3 – выступы коренного фундамента внутри ЦКД, 4 – прочие активные грабены [Kozhurin, Zelenin, 2017]; 5, 6 – вулканические отложения [Ponomareva et al., 2007]: 5 – голоценовые, 6 – позднеплейстоценовые; 7 – активные разломы [Kozhurin, Zelenin, 2017], предполагаемые активные разломы; 8 – границы выделенных участков долины р. Камчатки.

Рисунок 5. Неотектоническая схема ЦКД по [Зеленин и др., 2024].

2 Кавказско-Аравийский сегмент Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

На Большом Кавказе продолжены многолетние исследования новейшего развития горных и предгорных областей Северо-Западного, Западного и Центрального Кавказа, а также прилегающих к ним частей Западно-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов, разделенных Адыгейским выступом. Работы проводились по трем связанным между собой направлениям: 1) Изучение тектонической эволюции соседних Западного и Северо-Западного сегментов Большого Кавказа и смежных структур в составе Предкавказского прогиба на новейшем этапе его развития, исследование конседиментационных тектонических (пликативных и дизъюнктивных) структур, разграничивающих перечисленные сегменты горной системы, а также примыкающие к ним участки Предкавказского прогиба; 2) Уточнение пространственного положения Пшехско-Адлерской поперечной зоны разломов, особенностей ее проявления на поверхности и в структурах осадочного чехла, определение амплитуды новейших поднятий и горизонтальных перемещений сегментов Большого Кавказа по разные стороны от нее, характеристика ее кинематики и динамики на новейшем этапе развития орогена; 3) Выявление роли новейшей тектоники в перестройках речной сети региона, изучение строения сохранившихся фрагментов древней речной сети Западного и Северо-Западного Кавказа, как путей сноса кавказских моласс и индикаторов его эволюции на неотектоническом этапе [Ломов и др., 2024; Трихунков и др., 2024a].

Другим направлением работы являлось дешифрирование и картографирование оперяющих разломов Восточно-Анатолийской зоны в Восточной Турции, генерировавшей катастрофическое Пазарджикское землетрясение 06.02.2023 магнитудой 7.8. Данные работы являются логическим продолжением прошлогодних исследований первичных и вторичных сейсмодислокаций катастрофических землетрясений 06.02.2023. Они посвящены исследованиям разломов Чардак и Улуова, с которыми связано второе землетрясение 06.02.2023 года – Эльбистанское (M – 7.5). Была выявлена геометрия и кинематика разломов, а также оценены накопленные смещения эрозионной сети [Трихунков и др., 2024б].

Продолжающиеся и ранее завершённые работы по неотектонике Кавказско-Аравийского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса позволили выполнить сопоставление внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции по на основании особенностей их неотектонической истории и глубинного строения [Трифонов и др., 2024].

2.1 Неотектоника зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа.

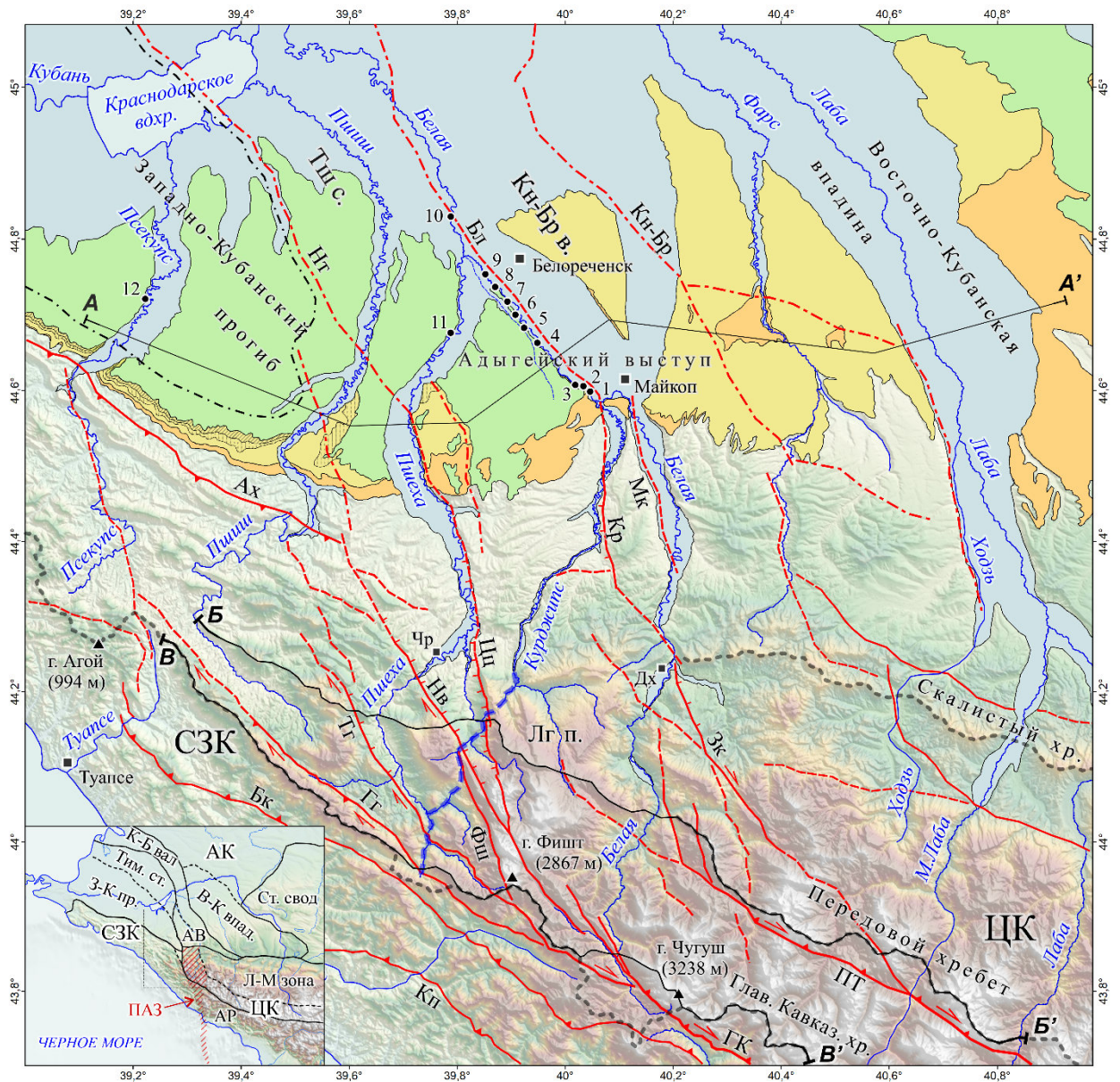
В неотектоническом строении региона выделяются складчатое сооружение Большого Кавказа и Предкавказский краевой прогиб (Рисунок 6, врезка). Западная часть Большого Кавказа включает в себя низко- и среднегорный Северо-Западный и высокогорный Западный Кавказ. В Предкавказье им отвечают Западно- и Восточно-Кубанский прогибы (проявленные в рельефе как Азово-Кубанская низменность и Закубанская наклонная равнина соответственно), разделенные Адыгейским выступом.

Продольная структурно-геоморфологическая зональность Большого Кавказа, осложнена поперечными флексурно-разрывными зонами субмеридионального и СВ простирания, подчеркивающими сегментацию орогена. Здесь изменяется ширина и высота горного сооружения, наблюдаются плановые изгибы продольных структурно-фациальных зон и смены фаций мезо-кайнозойских отложений. Важнейшей поперечной структурой Большого Кавказа является Пшехско-Адлерская зона деформаций (ПАЗ), разделяющая Северо-Западный и Западный Кавказ с разным геолого-геоморфологическим строением и глубиной денудационного среза (Рисунок 6, врезка). ПАЗ была выделена Е.Е. Милановским как глубинная поперечная зона разломов, ограничивающая Западный Кавказ с запада и в разных аспектах описана в работах [Ломизе, Хаин, 1965; Милановский, 1968; Муратов, 1965; Несмеянов, 1992; Маринин, Расцветаев, 2008; Тектоника... 2009; Габсатарова, 2010; Панина и др., 2021; Трихунков и др., 2024а; Тверитинова и др., 2024].

В результате проведенных исследований было уточнено пространственное положение ПАЗ, особенности ее проявления на поверхности и в структурах осадочного чехла, определены амплитуды новейших поднятий и горизонтальных перемещений сегментов Большого Кавказа по разные стороны от нее, выявлены роли в перестройках речной сети, дана характеристика ее кинематики и динамики на новейшем этапе развития орогена.

ПАЗ представляет собой диагональную к Большому Кавказу зону глубинных разломов ССЗ простирания. Внутри орогена зона разделяет Северо-Западный Кавказ с развитием инверсионного складчатого рельефа низко-средневысотных синклинальных хребтов (высочайшая вершина - г. Аутль, 1855 м) и антиклинальных впадин [Трихунков, 2016] и высокогорный Центральный Кавказ (ближайшая к ПАЗ вершина – Чугуш, 3238 м) с резким преобладанием моноклинальных хребтов в Лабино-Малкинской зоне, глыбовых – в осевой, и покровно-складчатых с ЮЗ вергентностью – в Абхазо-Рачинской зоне. Мы считаем, что далее к север-северо-западу ПАЗ продолжается структурами герцинской

консолидации Скифской плиты – Адыгейским выступом, Каневско-Березанским валом и Тимашевской ступенью, разделяющими Западно- и Восточно-Кубанский прогибы [Структурная..., 1983; Тектоника..., 2009, Трихунков и др. 2024a].



1 – отложения верхнего плейстоцена и голоцена; 2 – плиоцен-четвертичные субконтинентальные и континентальные отложения белореченской свиты (N2–QEbc, куяльник–гурий); 3 – надсарматские субконтинентальные отложения: а – гавердовская свита (N1gv, верхний сармат–мэотис), б – песчано-глинистая толща (N1pg, понт), в – дышевская толща (N1ds, киммерий); 4 – блиновская свита (N1bp, низы среднего сармата–верхний сармат); 5 – граница распространения вскрытых скважинами морских куяльницких отложений; 6 – новейшие разломы: а – установленные (Ах – Ахтырский, Бк – Бекишейский, Гг – Гогопсинский, ГК – Главный Кавказский, Зк – Заканский, Кп – Краснополянский, Кр – Курджипский, Нв – Навагинский, ПТ – Пшекиш-Тырныузский, Тг – Тугупсинский, Фш – Фиштинский, Цц – Цицинский), б – предполагаемые (Бл – Белореченский, Мк – Майкопский); 7 – разломы, установленные геофизическими методами (Кн-Бр – Каневско-Березанский, Нт – Новотитаровский); 8 – кинематический тип разломов: а – взбросо-надвиговой, б

– сбросовый, в – сдвиговый; 9 – орографические элементы (СЗК – Западный Кавказ, ЦК – Центральный Кавказ, Лг п. – плато Лагонаки); 9 – водораздельные линии хребтов; 10 – палеодолина р. Курджипс; 11 – изученные разрезы моласс; 12 – линии геолого-геоморфологических профилей. Структуры северного продолжения Адыгейского выступа: Тш с. – Тимашевская ступень, Кн-Бр в. – Каневско-Березанский вал; населенные пункты: Чр – Черниговское; Дх - Даховская

На врезке тектонические области: Северо-Западный Кавказ (СЗК), Центральный Кавказ (ЦК), Азово-Кубинская впадина (АК); тектонические структуры: Лабино-Малкинская зона Б. Кавказа (Л-М зона), Абхазо-Рачинская зона (АР), Западно-Кубанский прогиб (З-К пр.), Восточно-Кубанская впадина (В-К впад.), Ставропольский свод (Ст. свод), Адыгейский выступ (АВ), Тимашевская ступень (Тим. ст.), Каневско-Березанский вал (К-Б вал); Пшехско-Адлерская зона нарушений (ПАЗ) отмечена красной штриховкой. Составлено с использованием данных Н.В. Клавдиевой [Клавдиева, 2007].

Рисунок 6. Геолого-геоморфологическая карта зоны сочленения СЗК и ЦК (со снятым чехлом среднеплейстоценовых отложений в зоне Предкавказского прогиба)

Также, наряду со структурами ССЗ простираются внутри ПАЗ и в ее крыльях, описываются ослабленные зоны, простирающиеся на ССВ и СВ [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992; Панина и др., 2021]. Они выявляются по распределению верхнеюрских и меловых отложений, а также по основным эрозионным системам (спрямленным участкам долин, поперечных простираению орогена). При выходе в краевой прогиб эти линеаменты выражены слабее, но все же заметны по распределению кайнозойских отложений.

Морфоструктурный анализ показывает, что главные разломы ПАЗ развиты в осевой зоне и в северном крыле орогена, ограничивая с запада кристаллическое ядро Центрального Кавказа. Зона состоит из Белореченской и Пшехской систем разломов (Рисунок 7). По первой из них очевидно погружение протерозойского фундамента от 3000 до 1500 м и понижение водоразделов на 1200 м (Рисунок 7). Средние высоты Лагонакской ступени внутри ПАЗ составляют 1800 м, однако протерозойский фундамент еще обнажается здесь (см. Рисунок 7). Оценить погружение фундамента по главной Пшехской системе разломов можно лишь гипотетически. Ввиду того, что в прилегающей к ней части Западно-Кубанского прогиба он погружен на 8 км [Структурная..., 1983], а южнее на СЗК, лежит еще глубже [Милановский, 1968], амплитуда вертикальных деформаций составляет не менее 10 км.

Пшехская и Белореченская системы разломов ПАЗ в плане веерообразно расходятся от двух крупнейших продольных разломов Большого Кавказа – Главного Кавказского и Пшекиш-Тырныаузского, ограничивающих протерозойское ядро орогена и его докелловейский комплекс соответственно (см. Рисунок 6). Мы считаем, что подобное веерообразное расщепление является результатом компенсации правостороннего смещения консолидированного кристаллического ядра БК по продольным к орогену разломам, происходящего в условиях латерального сжатия и транспрессии. Как показали

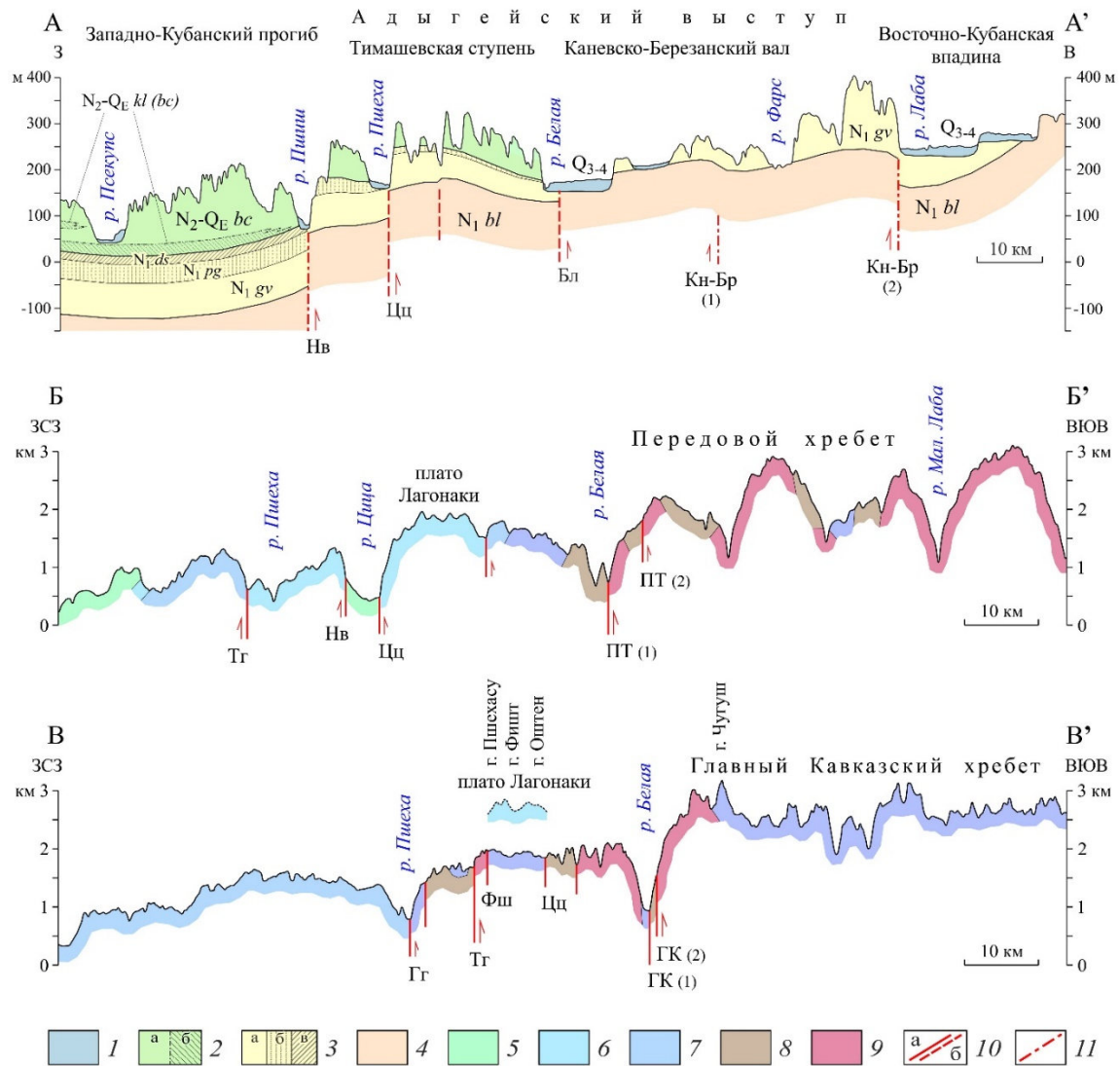
исследования последствий Восточно-Анатолийских землетрясений 2023 г, на границах сред с разными реологическими свойствами амплитуды сдвигов повсеместно увеличивались, а смещения проявлялись в виде узких почти прямолинейных зон. При пересечении однородного литологического субстрата сдвиговая компонента резко угасала, а зона разлома ветвилась: в условиях общего левого сдвига вправо отклонялись разломы сжатия, влево – растяжения [Трихунков и др., 2024а].

При диагональном к Большому Кавказу меридиональном сжатии в зонах Главного Кавказского и Пшекиш-Тырныаузского разломов, заложенных между жесткими кристаллическими породами осевой зоны и пластичными осадочными – Абхазо-Рачинской и Лабино-Малкинской зон, развивались правосдвиговые деформации. Правый сдвиг вдоль Большого Кавказа описан в работах [Расцветаев, 1989; Патина и др., 2017]. В пределах ПАЗ при резком погружении кристаллического ядра Большого Кавказа в относительно однородной среде пластичных осадочных пород Северо-Западного Кавказа мы наблюдаем сходную с Восточно-Анатолийской картину веерообразного расщепления продольных разломов Большого Кавказа. При этом разломы, отклоняющиеся вправо приобретают компоненту растяжения. На это указывают: (1) структурный рисунок ПАЗ типа «конского хвоста» с признаками правосдвиговых и сбросо-раздвиговых деформаций (см. Рисунок 6); (2) морфотектонические данные о деформациях речной сети; (3) тектонофизические данные [Тверитинова и др, 2024].

Северо-западнее веерообразного расщепления в пределах Северо-Западного Кавказа Главный Кавказский разлом продолжается Гогопсинским правым взбросо-сдвигом. От него на ССЗ под острым углом ответвляются диагональные Тугупсинский и Навагинский разломы, которые, в свою очередь, тоже многократно ветвятся. В них очевидная правосдвиговая компонента дополняется сбросовой. Максимальные сбросовые амплитуды свойственны Тугупсинскому разлому (см. Рисунок 7). Наиболее отклоненный вправо почти меридиональный Цицинский разлом проявляет только сбросовую компоненту и, в нашем понимании, на орогенном этапе развития Большого Кавказа являлся главным разломом ПАЗ (см. Рисунок 6). Согласно данным В.Е. Хаина [Тектоника..., 2009], этот разлом продолжается в пределах Скифской плиты Новотитаровским разломом, ограничивающим с северо-востока Западно-Кубанский прогиб.

Сходная картина наблюдается и в Белореченской системе разломов, являющейся результатом расщепления Пшекиш-Тырныаузского разлома. От последнего в ССЗ направлении ответвляется Заканский разлом, проявляющий свойства правого взбросо-

сдвига [Государственная..., 2004]. В его опущенном ЗЮЗ крыле погружаются триасовые карбонатные породы Передового хребта. В пределах прогиба этот разлом продолжается Курджипско-Белореченским разломом, где вертикальная компонента смещений, видимо, сменяется на сбросовую. В поднятом восточном крыле данного разлома отсутствуют породы понта, киммерия и куяльника (см. Рисунок 6, 7).



Отложения: 1 – верхнего плейстоцена и голоцена; 2 – плиоцен-четвертичные субконтинентальные и континентальные: а – белореченская свита (N2–QEbc, куяльник – гурий), б – морские аналоги белореченской свиты (N2–QEkl (bc), куяльник); 3 – надсарматские субконтинентальные: а – гавердовская свита (N1gv, верхний сармат – мэотис), б – песчано-глинистая толща (N1rg, понт), в – дышевская толща (N1ds, киммерий); 4 – блиновская свита (N1bl, низы среднего сармата – верхний сармат); 5 – меловые; 6 – верхнеюрские; 7 – нижне-среднеюрские; 8 – палеозой-триасовые; 9 – протерозойские; 10 – разломы; а – установленные, б – предполагаемые; 11 – разломы, установленные геофизическими методами. Обозначения разломов указаны на рисунке 1.

Рисунок 7. Поперечные геолого-геоморфологические профили ПАЗ: А–А' – Предгорная зона; Б–Б' – Передовой хребет; В–В' – Главный хребет

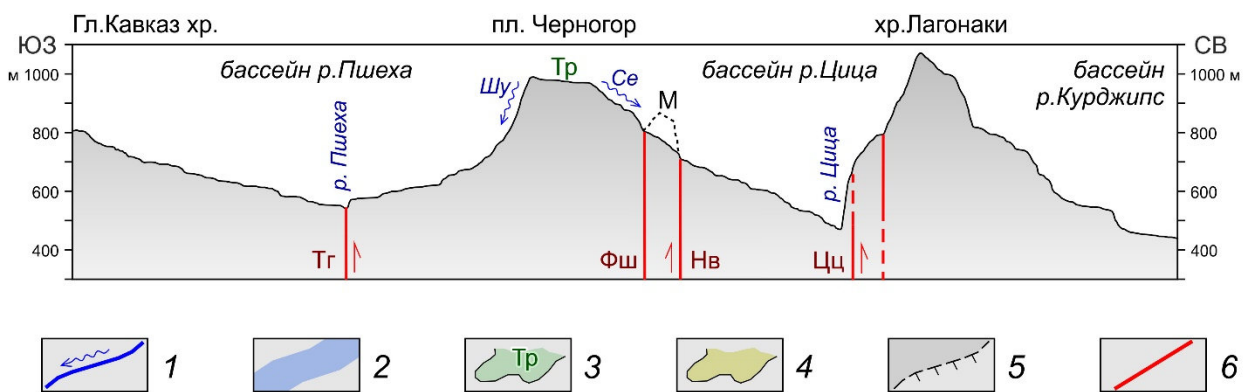
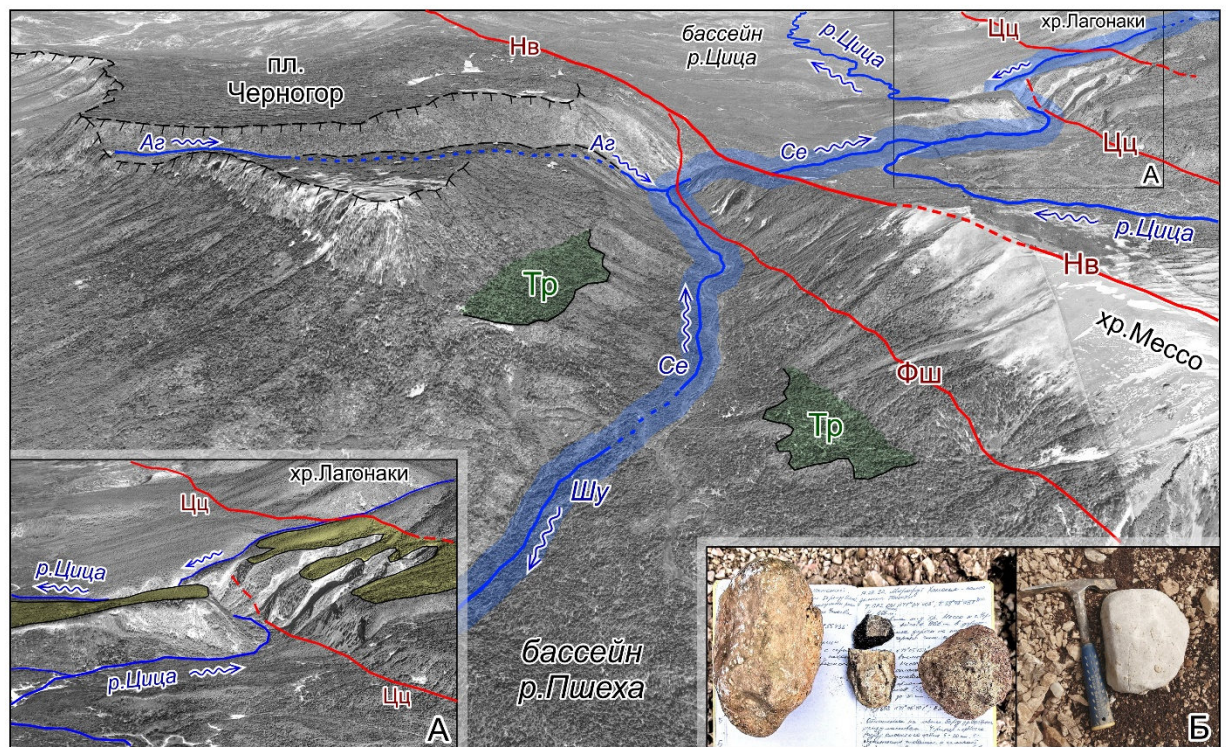
На известняковом плато Лагонаки законсервированы элементы древней речной сети, деформированные разломами ПАЗ. Наиболее ярким примером является палеодолина р. Курджипис, разбитая отрогами плато Лагонаки – хребтами Мессо, Лагонакским и Гуама на несколько участков, перехваченных верховьями рек Пшеха, Цице и Курджипис, а также их притоков.

Долина берет начало на Главном хребте, где вскрывает крайний западный выход протерозой-палеозойского кристаллического ядра БК (см. Рисунок 6) и простирается по азимуту $\sim 20^\circ$. На перевале Черногорский в хребте Мессо отчетливо выражены ее террасы, сложенные стратифицированным обломочным материалом с присутствием гальки и валунов местных известняков и песчаников, а также интрузивных пород, не встречающихся в пределах плато, и принесенных из зоны Главного хребта (Рисунок 8).

Далее к ССВ палеодолина перехвачена р. Цице, дренирующей глубокую грабенообразную впадину. На наклонных (20° – 30°) структурных склонах, здесь сохранились фрагменты древних речных террас и врезанные меандры (Рисунок 8, врезка). Заложение последних могло происходить только в горизонтальном положении структурной поверхности, которая по мере роста Лагонакского хребта, была перекошена в сторону впадины.

Структура Цицинской впадины в плане представляет собой треугольный грабен, раскрывающийся на ССЗ, и ограниченный диагональными друг к другу Навагинским и Цицинским разломами ПАЗ. Навагинский разлом сочленяется, частично рассекая, структуры Ахтырского взбросо-надвига, отделяющего СЗК от Западно-Кубанского прогиба. По верхнеюрско-меловым комплексам Навагинский разлом имеет праводвиговую и сбросовую компоненту с опущенным СВ крылом. Цицинский разлом проявляет преимущественно сбросовую компоненту с опусканием западного крыла (см. Рисунки 6-8). Он продолжается к ССЗ Новотитаровским разломом, отделяющим Западно-Кубанский прогиб от Тимашевской ступени [Тектоника..., 2009]. Навагинский и Цицинский разломы отгибаются от южновергентного Главного Кавказского разлома направо в северных румбах, а падение их сместителей при этом становится субвертикальным. Таким образом, в основе Цицинской впадины лежит присдвиговый грабен, сформированный при праводвиговых смещениях по субвертикальным разломам ССЗ ориентировки на участке между южновергентным Главным Кавказским и северовергентным Ахтырским разломами. Мы считаем раскрытие грабена и погружение Цицинской впадины результатом растяжения, компенсирующего праводвиговые

движения (см. Рисунок 6). Признаками новейшего погружения являются аномальное расширение долины Пшехи в районе пос. Черниговское при входе во впадину и ее мощное



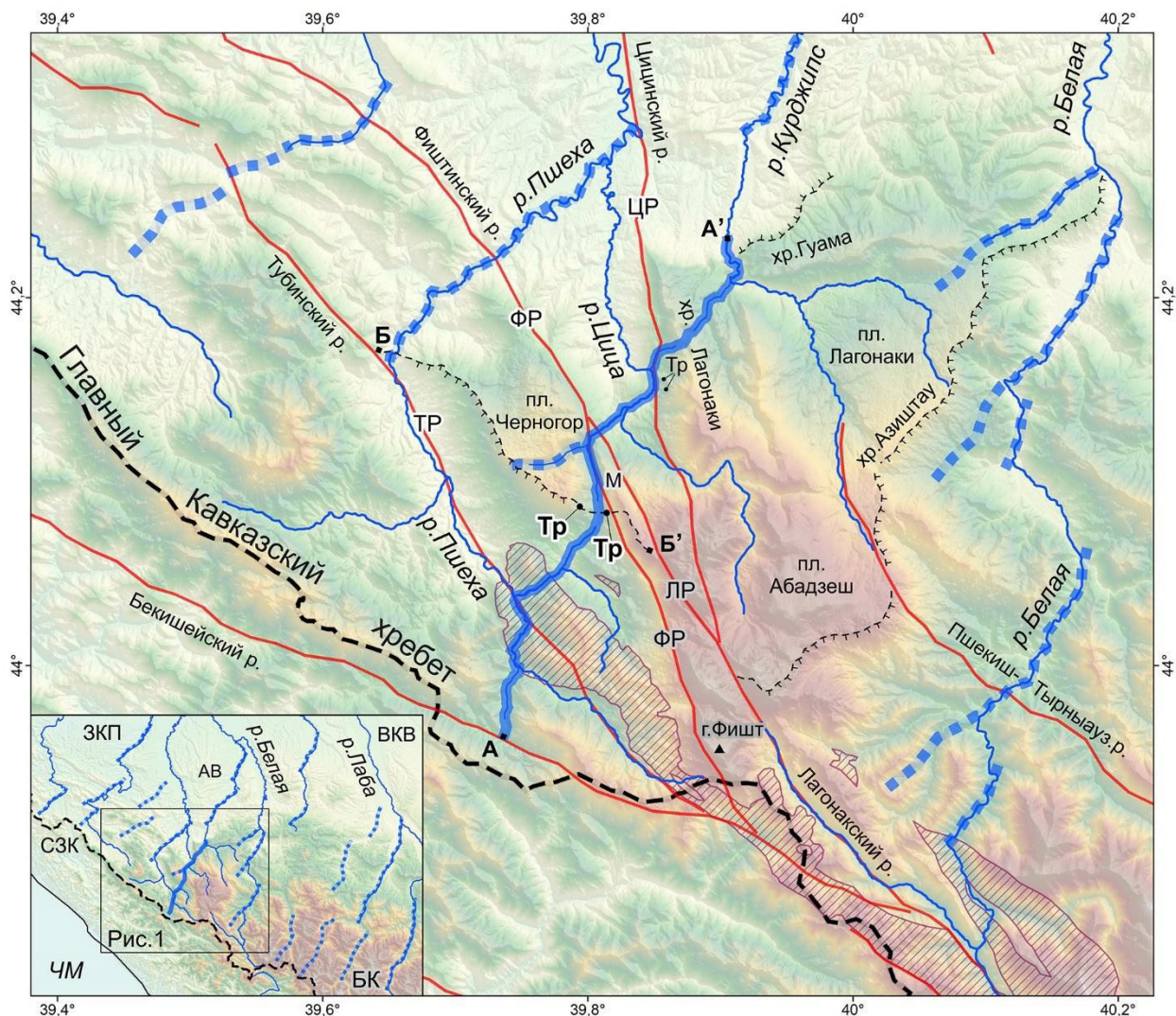
1 – реки и направление их стока; 2 – предполагаемая линия тальвега долины палео-Курджипса; 3 – террасы палео-Курджипса; 4 – фрагменты сарматской поверхности выравнивания; 5 – бровки уступов рельефа; 6 – разломы. Буквами обозначены реки: Шу – Первый Шумик (стекает на запад в бассейн р. Пшеха), Се – Серебрячка (стекает на восток в бассейн р. Цица), Аг – Агулова балка; разломы: Фш – Фиштинский, Цц – Цицинский, Нв – Навагинский, Тг – Тугупсинский; Тр – останцы террас палео-Курджипса; М – хребет Мессо. На врезке А – вид на врезанные меандры и фрагменты сарматской поверхности выравнивания (по [Милановский, 1968; Карта..., 1971]) наклоненной на восточном борту Цицинской грабенообразной впадины. На врезке Б – фото окатанной гальки известняков, карбонатных песчаников и андези-дацитов из террасы палео-Курджипса на пер. Черногогорском. Внизу – структурно-геоморфологический профиль вдоль предполагаемой линии тальвега долины палео-Курджипса

Рисунок 8. Вверху – вид на долину палео-Курджипса между пл. Черногор и хр. Мессо.

аллювиальное заполнение. Фактически, Цицинский грабен является началом Западно-Кубанского прогиба (см. Рисунки 6, 8). Сходная грабенообразная впадина, выполненная мощной толщей молодого аллювия, сформировалась в окрестностях ст. Даховская при расщеплении Заканского взбросо-сдвига.

Многочисленные antecedentные фрагменты долин рек Псекупс, Пшиш, Пшеха, Фарс, Лаба и др. имеют сходную ориентировку в 20° – 30° (см. Рисунок 6, врезка). Их формирование происходило на раннеорогенном этапе, когда реки текли строго на ССВ по линии падения воды перпендикулярно водоразделу той эпохи – первичному Главному хребту и, судя по врезанным ныне излучинам, имели свободное меандрирование. Такие долины могли быть заложены только в условиях равнинного рельефа, при первичном низкогорном поднятии Главного хребта в их истоках и существовании принимающего бассейна (озера или моря), выступавшего в роли базиса эрозии – в устьях. На орогенном (позднеколлизионном) этапе в крыльях разломов ПАЗ заложились хребты и впадины, разбившие долину палео-Курджипса и соседних рек (Рисунок 8). В связи с этим долины в местах долинных перехватов отклоняются под 60° – 70° от первоначальных направлений к ССЗ вдоль разломов ПАЗ.

Время заложения древней речной сети региона дискуссионно. Сумма полученных нами и литературных данных, позволяет утверждать, что заложение речной сети западной части Центрального Кавказа произошло в интервале 8 – 3,5 млн л (нижняя граница дискуссионна). Нижняя граница обосновывается появлением в разрезе неоген-квартера Предкавказского прогиба первого звена аллювиальных отложений – нижегавердовской подсвиты, что указывает на существование древней речной сети. Ее перестройка произошла, вероятнее всего, в киммерии (5,33 – 3,6 млн. л). На это указывают два факта: 1) выразительное угловое несогласие (10° – 6°), сформировавшееся между отложениями гавердовской и белореченской свит, указывающее на втягивание в киммерии бассейна р. Белой в среднем течении в активные поднятия горной системы; 2) Появление первого звена грубой молассы в разрезе бассейна Белой – галечников нижебелореченской подсвиты, сформированных в результате размыва киммерийских поднятий в верховьях бассейна Белой. Выше в разрезе отложений белореченской свиты мы видим последовательное огрубление материала. Верхняя подсвита – наиболее грубая часть, которая представлена средне-крупноразмерными фракциями галечников и отражает стадию усиления врезания верховьев рек из-за ускорения поднятий Центрального Кавказа [Трихунков и др. 2024а; Ломов и др., 2024].



Буквами обозначены: разломы: ТР – Тубинский, ФР – Фиштинский, ЦР – Цицинский, ЛР – Лагонакский; М – хребет Мессо; Тр – останцы террас палео-Курджипса. На врезке к карте: ЧМ – Черное море, БК – Большой Кавказ, СЗК – Северо-Западный Кавказ, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АВ – Адыгейский выступ. Штриховой заливкой показаны выходы пород кристаллического ядра Западного Кавказа. Пунктирные линии – фрагменты древней речной сети. Синяя жирная линия – долина палео-Курджипса.

Рисунок 9. Структурно-геоморфологическая карта зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа.

Заключение. Пшехско-Адлерская зона представляет собой диагональную к Большому Кавказу зону глубинных разломов ССЗ простираения, развивающуюся в условиях меридионального сжатия. ПАЗ является поперечной зоной растяжения с правосдвиговой компонентой, компенсирующей сдвиговые перемещения вдоль Кавказа, описанные в работах [Расцветаев, 1989; Патина и др., 2017]. Структурный рисунок ПАЗ типа «конского хвоста», сформирован серией правых сдвиго-сбросов ССЗ ориентировки, диагональных к БК. В условиях сжатия и транспрессии Центрального Кавказа на альпийском этапе вдоль

ПАЗ, как западного ограничения жестких структур герцинской консолидации, тектонические напряжения передавались внутрь Скифской плиты. При этом СЗК оказался в условиях «тектонической тени», что выразилось в меньшей амплитуде его поперечного укорочения (около 20% [Маринин, Расцветаев, 2008]) и меньшей степени консолидации его коры.

Разломы ССЗ и меридионального простирания, выраженные, как и основные складчато-разрывные структуры «кавказского» плана (СЗ простирания) в структурно-вещественных комплексах, в пределах ПАЗ сочетаются с поперечными ослабленными зонами (зонами концентрации деформаций) ССВ простирания. Последние описаны в работах [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992], по мнению [Тверитинова и др., 2024] выражены секущими «кавказские» структуры структурно-эрозионными системами и определяют сложные Х-образные рисунки разломов ПАЗ. Мы считаем поперечные орогену разломы растяжения более древними по отношению к главным разломам сжатия и транспрессии кавказской и субкавказской ориентировки (см. Рисунок 6), возникшим при переориентировке сжатия с поперечного орогену северо-восточного на меридиональное. Последнее преобладало на коллизионном этапе развития орогена. Мы считаем, что именно меридиональное сжатие, действующее диагонально по отношению к Большому Кавказу, привело к развитию праводвиговой компоненты по продольным кавказским разломам сжатия – Главному Кавказскому и Пшекиш-Тырныаузскому. Минимальная, оцененная нами по смещениям одновозрастных геологических слоев, амплитуда альпийских праводвиговых перемещений по ветвям Главного Кавказского разлома в восточной части СЗК составляет ~ 40 км. Однако оценить ее истинное значение сложно, поскольку часть перемещений осуществляется в виде квазипластического течения пород.

2.2 Четвертичные смещения по разломам Чардак и Улуова (Восточная Турция)

Другим направлением работ 2024 года являлось дешифрирование и картографирование оперяющих разломов Восточно-Анатолийской зоны. Была охарактеризована геометрия и кинематика разломов Чардак и Улуова, с которыми было связано второе крупнейшее землетрясение 06.02.2023 г. в Восточной Турции (Эльбистанское землетрясение, $M = 7.5$). Была изучена четвертичная кинематика данных разломных зон, оценены накопленные за этот период разломные смещения эрозионной сети [Трихунков и др., 2024б].

В результате Эльбистанского землетрясения были активизированы сегменты разломов Чардак и Улуова, между городами Гёксун (провинция Кахраманмараш) и Малатья

(провинция Малатья). Эта зона разломов проходит вдоль северного подножья Юго-Восточного Тавра и его северного отрога – хребта Нурхак-Даги на контакте с предгорными впадинами, окаймляющими хребты с севера (Рисунок 10).

По возникшим сейсморазрывам на протяжении 148 км произошли левосдвиговые смещения. Их максимальная амплитуда 7.84 м наблюдалась на линии разлома Чардак в 8 км восточнее эпицентра (см. Рисунок 10, точка 125). Общая протяженность зоны сейсмических нарушений вдоль линии разломов Чардак–Улуова достигает 190 км, что почти совпадает с протяженностью облака афтершоков.

Четвертичная история развития зон разломов, активизировавшихся при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г., изучена слабо, а имеющиеся данные противоречивы. Большинство исследователей рассматривают разломы Чардак и Улуова как ответвления Восточно-Анатолийской зоны, характеризующиеся левосдвиговыми смещениями. Разлом Чардак считался активным и до Эльбистанского землетрясения: [Balkaya et al., 2023]. Однако, существует мнение, что до Эльбистанского землетрясения разлом Чардак имел правостороннюю кинематику [Koc and Kaymakci, 2013]. Активность разлома Улуова никем не описывалась; разлом не указывался на карте активных разломов Турции [Akinci et al., 2016]. При Эльбистанском землетрясении он активизировался и проявился на поверхности в виде сдвиговых смещений лишь в крайней западной части, примыкающей к разлому Чардак. В связи с этим установление его точного положения на отрезке г. Малатья – г. Кованджилар остается актуальной задачей.

Проведенные нами дистанционные и полевые исследования обеих разломных зон выявили серию левосдвиговых смещений эрозионной сети. Морфотектонические признаки четвертичных левосдвиговых смещений по Чардакскому разлому были обнаружены в его западном и эпицентральных сегментах. Долины трех малых правых притоков р. Гёксун, расположенных между одноименным городом и селом Чардак, в четвертичное время испытывали левосдвиговые смещения. Амплитуда левого смещения между точками 111 и 113 последовательно увеличивается от 300 до 800 м (Рисунок 10а). Сдвиги с амплитудой 1000-1200 м выявлены в долинах коротких левых притоков р. Джейхан между точками 116 и 118 (Рисунок 10б).

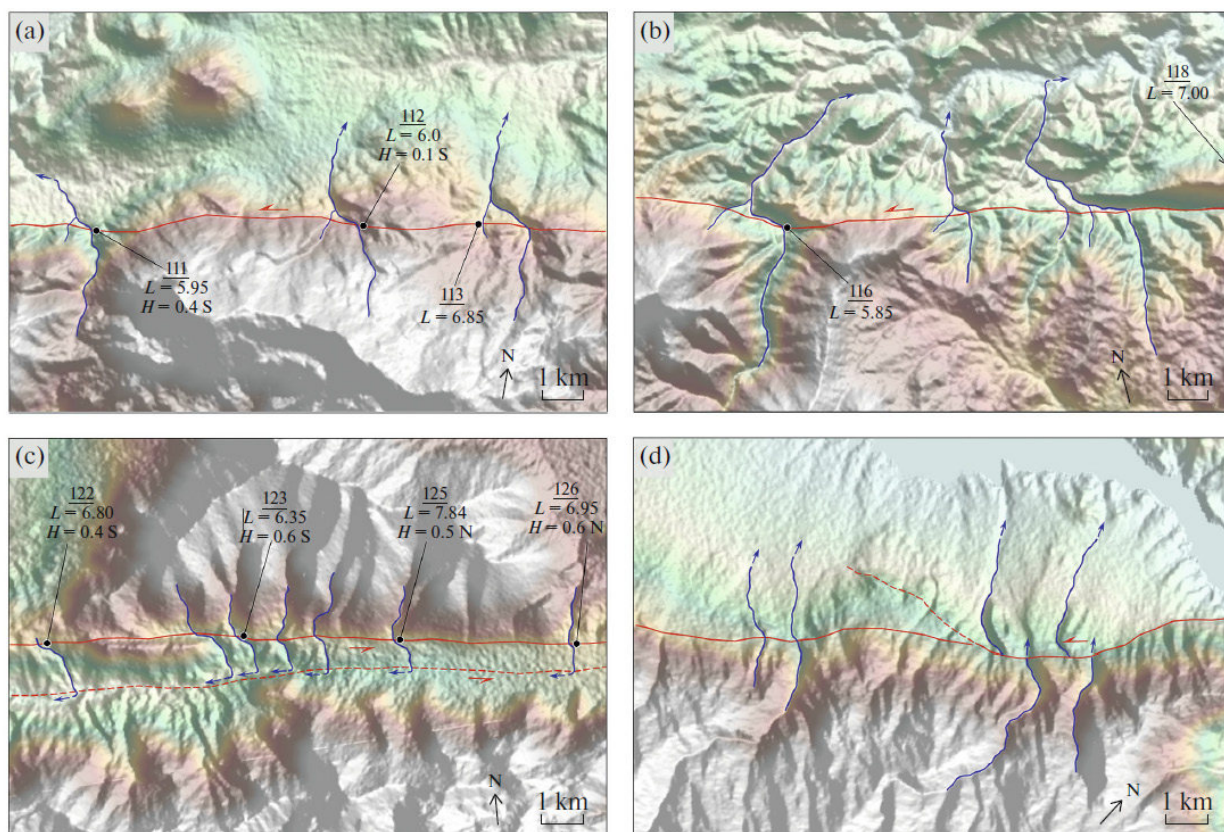


Рисунок 10. Проявления в рельефе четвертичных левых сдвигов по разломам Чардак и Улуова. Разломы: (a)-(c) Чардак; (d) Улуова.

Многочисленные левосдвиговые смещения коротких правых притоков р. Наргиле (приток р. Джейхан) у южного подножия хребта Нурхак-Даги между селами Чифтликкале и Бариш в эпицентральной сегменте разломной зоны смещены на 500-1000 м (Рисунок 10с).

Такие разные амплитуды смещений в соседних участках одной разломной зоны мы объясняем ее разделением на две (или более) параллельные ветви, активные на разных этапах развития зоны. При Эльбистанском землетрясении движения происходили по северной ветви зоны, пересекающей южный склон хр. Нурхак-Даги. Однако, относительно небольшие амплитуды деформаций речной сети и наличие к югу магистральной долины р. Наргиле, вытянутой параллельно полосе активных разломов, заставляют предположить, что предыдущие смещения происходили вдоль этой более южной ветви разлома (Рисунок 10с).

Структурно-геоморфологические признаки четвертичных левых сдвигов по разлому Улуова были выявлены нами к северо-востоку от его западного участка, активизированного при Эльбистанском землетрясении. Отчетливо выражены деформации притоков реки Евфрат на востоке провинции Малатья. Нами выявлены левосдвиговые смещения двух соседних долин правых притоков р. Евфрат с амплитудой $\sim 0,8$ км (Рисунок 10d). Левосдвиговые смещения двух параллельных долин в 9 км к юго-западу имеют значительно меньшие

амплитуды. Мы объясняем это несоответствие распределением деформаций по двум ветвям разлома (Рисунок 10d).

Наибольшая амплитуда левосдвиговых деформаций приурочена к долине реки Евфрат в месте ее выхода из впадины Малатья в зону Восточного Тавра. На этом участке долину пересекает главная ветвь разлома Улуова. Несмотря на то, что днище долины в пределах впадины Малатья занято Каракайским водохранилищем, смещение тальвега может быть оценено в ~ 10 км. В 20 км к юго-востоку ранее было описано левосдвиговое смещение долины реки Евфрат вдоль Восточно-Анатолийской зоны с амплитудой 12 км за последние 1,8 млн лет [Trifonov et al., 2018]. Таким образом, общее смещение Анатолийской плиты относительно Аравийской плиты составляет 22 км за время существования долины реки Евфрат.

2.3 Сопоставление новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции

На основании ранее полученных данных было проанализировано строение 19 внутригорных впадин: Лорийской, Верхнеахурянской, Большого Севана, Малого Севана, Ширакской, Сусузской, Араратской, Агри, Хорасанской, Пасинлерской, Эрзурумской, Чайирли–Терджан, синклинали Кованджилар. Малатья, Кангальской, оз. Хазар, Фиолетовской, Ванадзорской и Эрзинджанской. Сравнительный анализ впадин показал, что определяющую роль в их образовании и развитии сыграли, во-первых, перемещения по разломам, связанные с взаимодействием блоков литосферы или только земной коры, и, во-вторых, глубинные перемещения горных пород, выраженные проявлениями вулканизма, происходившего вокруг или внутри впадины одновременно с ее погружением и/или непосредственно перед ним. Определенную роль играют также присутствие офиолитов под впадинами и на их границах и подпруживание долин тектоническим поднятием или продуктами вулканических извержений [Трифонов и др., 2024].

Роль разломов в образовании впадины наиболее очевидна для присдвиговых впадин типа пулл-апарт, возникающих при кулисном расположении соседних сегментов зоны разломов, при котором между сегментами сдвиг сочетается с растяжением. К этому типу впадин относятся депрессия озера Хазар между левосдвиговыми сегментами Восточно-Анатолийской зоны разломов (EAFZ) и депрессия Малого Севана между сегментами Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны. В Ванадзорской и Фиолетовской впадинах Памбак-Севан-Сюникской зоны разломов ее сегменты кулисно расположены друг относительно друга противоположным образом по сравнению с Малым Севаном, отчего

между сегментами происходит сжатие, и пограничные разломы имеют не сбросовую, а взбросо-надвиговую компоненту смещений. В таких условиях обычно образуются положительные структурные формы типа push up, например, “цветковые” структуры. Но здесь возникли впадины (назовем их впадинами push down), поскольку они к началу сдвиговых перемещений уже были депрессионными структурами из-за утяжеляющего эффекта реликтов океанской коры в Севано-Акеринской сuture. Сложнее устроена Эрзинджанская присдвиговая впадина, причем в ее образовании кроме пространственного соотношения разломов сыграла роль приуроченность впадины к Измир-Анкара-Эрзинджанской офиолитовой сuture.

Разломы сыграли определяющую роль также в образовании впадин, связанных с разломами, оперяющими EAFZ. Таковы грабенообразная впадина Малатья, протягивающейся вдоль одноименного левого сбросо-сдвига, и сжатая синклиналь Кованджилар во впадине Палу. Крупные разломы осложнили и отчасти определили строение впадин Большого Севана, Арагатской, Сусузской и Эрзурумской. При участии разломов образовались диагональные перемычки, разделившие Эрзурумскую, Пасинлерскую и Хорасанскую впадины.

Воздействие глубинных перемещений горных пород предполагает опускание верхней части земной коры в результате компенсационного перемещения горных масс на глубинных уровнях литосферы. Перемещение вызвано истощением магматических очагов вследствие вулканических извержений. Показателем интенсивности этого процесса является соседство впадины с крупным вулканом или скоплением центров ареального вулканизма, синхронного развитию впадины или непосредственно предшествовавшего ее погружению. Наибольшее погружение могло происходить во впадинах, окруженных вулканическими образованиями с разных сторон. Такова Ширакская впадина, окруженная плиоцен–четвертичными, редко также позднемиоценовыми вулканическими полями с севера, юго-запада и юго-востока. Наряду с лавами андезито-базальтового состава здесь присутствуют пемзовидные и агломератовые туфы, реже игнимбриты кислого состава. Показательны последовательное смещение области плейстоценового осадконакопления в Ширакской впадине к югу по мере затухания вулканической активности на северном обрамлении впадины и нарастания активности Арагацкого вулканического центра на юге и прекращение относительного погружения впадины с уменьшением активности Арагаца ~0.6 млн лет назад.

Значительную роль глубинных перемещений горных масс можно предполагать в опускании других впадин, окруженных вулканическими полями – Верхнеахурянской,

Сусузской и Араратской, а также во впадинах Севанской Агры и Эрзурумской. Более слабое воздействие глубинного фактора можно допустить для Хорасанской, Пасинлерской и Кангальской впадин.

Изостатический эффект присутствия реликтов океанской коры под впадинами не был, как правило, определяющим фактором их прогибания, но предопределил депрессионную форму земной поверхности к началу развития впадин. Помимо упомянутых выше присдвиговых впадин, Ванадзорской, Фиолетовской и Эрзинджанской, наличие офиолитовых зон выявлено под изометричными впадинами Чайирли–Терджан и

Кангальской. Обусловленные присутствием океанской коры депрессии земной поверхности под Ванадзорской и Фиолетовской впадинами предопределили образование в условиях сжатия, вызванного кулисным сочетанием сегментов сдвиговой зоны, не присдвиговых поднятий типа push up, а вдавленных рампов типа push down.

Офиолитовые зоны выявлены также вдоль границ Севанской, Хорасанской, Пасинлерской, Эрзурумской и Эрзинджанской впадин. Они характеризуются повышенной способностью к деформации и скольжению фрагментов горных пород, что усиливало воздействие других факторов прогибания.

В ходе развития впадин возникали деформационные и вулканические поднятия, разделившие прежде единые депрессии. Так, обособлению Ширакской впадины на ранней стадии развития способствовал запруживающий эффект плиоценового вулканизма на юге впадины. Активизация Транскавказского поперечного поднятия в начале калабрия прервала сток из Ширакской впадины на восток в долину р. Памбак поднятием Джаджурского перевала и разделила Верхнеахурянскую и Лорийскую впадины поднятием Карахачского перевала. Эрзурумская, Пасинлерская и Хорасанская впадины приобрели современные очертания из-за разделения единого дочетвертичного прогиба перемычками.

Лишь около трети впадин обусловлены в своем образовании и развитии одним отчетливо доминирующим фактором. Такая доминирующая связь с глубинными процессами, выраженными вулканизмом, выявлена для Ширакской, Сусузской и Араратской впадин. Определяющая связь с разломной тектоникой очевидна для присдвиговых впадин и впадин, возникших как структуры оперения крупных сдвигов. Но даже в этих очевидных случаях связи с разломами опускание Ванадзорской и Фиолетовской впадин предопределено их приуроченностью к зонам распространения реликтов океанской коры. Остальные впадины возникли и развивались в результате интегрального воздействия нескольких геодинамических факторов. Это воздействие различалось интенсивностью и изменялось в

ходе развития впадин. Самая западная Кангальская впадина подверглась слабым изменениям и сохранила первичную форму полого прогнутой депрессии. У других впадин структура более контрастна.

3 Неотектоническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса

В отчетный период были продолжены работы в северо-западной Монголии и южной Тыве, посвященные соотношению активных разломов с новейшей структурой, и глубинным строением региона. Были доведены до публикации [Соколов, Трифонов, 2024; Трифонов и др. 2024] материалы, изложенные в отчетах прошлых годов. Помимо краткого описания уже опубликованных результатов (Раздел 3.1, 3.2), развернуто представлены новые данные, обработка которых продолжается (Раздел 3.3).

3.1 Активные разломы севера Центральной Монголии, их соотношение с новейшей структурой и глубинным строением региона

В работе [Трифонов и др., 2024] выполнена ревизия ранее полученных радиоуглеродных дат, ранее полученных сотрудниками Лаборатории в зоне крупнейшего Хангайского активного левого сдвига. Переопределенная на основе уточнения радиоуглеродных дат скорость позднеголоценового сдвига по Хангайскому разлому составляет 7–8 мм/год. Накопившийся сдвиг стал результатом перемещений при сильных землетрясениях, повторявшихся в среднем через 800 лет.

По Хангайскому разлому выявлены более ранние четвертичные левосдвиговые смещения. Вертикальная компонента позднеголоценовых и четвертичных смещений по разлому (поднятие южного крыла) наследует неогеновый тектонический уступ, отражающий поднятие южной части Хангайского нагорья на несколько сотен метров. Тем самым, доказываемость длительность и унаследованность развития Хангайского разлома, заложенного на ранних стадиях формирования новейшей структуры и продолжающего функционировать до сих пор. Аналогичные проявления длительности развития получены для Цэцэрлэгского левого сдвига. Между Цэцэрлэгским и Хангайским разломами протягивается узкая депрессия, заполненная маломощными четвертичными отложениями. Она отделяется южную, более поднятую, часть Хангайского свода от его северной части.

3.2 Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности

В работе [Соколов, Трифонов, 2024] была исследована тектоническая зональность ЮВ Азии. В ее пределах выделены: (1) современные островные дуги; (2) задуговые бассейны, в которых обособлены области с океанической и субокеанической корой; (3) продолжение сутуры Бангонг Тибета, которая является реликтом океанического бассейна Мезотетиса (северной ветви Неотетиса), закрывшегося в середине мела; (4) активная окраина

Мезотетиса, представленная Сино-Бирманским массивом; (5) Индосинийская сутура, которая является реликтом океанического бассейна Палеотетиса, закрывшегося в середине триаса; (6) палеозойды ЮВ Китая и Индокитая, продолжающиеся на морской шельф и о-в Калимантан.

Выполненные исследования позволили более полно сопоставить новейшую структуру и тектоническую зональность Центральной и Юго-Восточной Азии.

3.3 Новые данные о неотектоническом строении Котловины Больших Озер

Территория северо-западной Монголии и юга Тывы входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. Основные черты тектонического строения этого региона сформировались в раннем палеозое в результате развития Палеоазиатского океана [Моссаковский и др., 1993; Гранитоидные..., 1975]. Сангиленское и Хангайское нагорья, а также территория Прихубсугуля занимают крупные докембрийские блоки: Тувино-Монгольский и Дзабханский массивы, обрамленные с запада позднепротерозойской Агардагской зоной и раннепалеозойскими мозаичными структурами Озерной зоны, которая развита в пределах Убсунурской впадины, Котловины Больших Озер и Долины Озер (Рисунок 11). Озерная зона сложена преимущественно офиолитовой ассоциацией пород [Моссаковский и др., 1993], которую прорывают кембрийские и более поздние палеозойские гранитоиды [Гранитоидные..., 1975]. На раннепалеозойскую структуру Озерной зоны наложены юрские впадины, выстраивающиеся в субширотный ряд вдоль южного подножья хребта Хан-Хухэй (Хан-Хухийн). Впадины выполнены континентальными грубообломочными отложениями [Мезозойская ..., 1975, Стратиграфия..., 1975], смяты в складки и почти повсеместно имеют тектонические контакты как с более древними, так и более молодыми отложениями, зачастую находясь в надвинутом состоянии.

Новейшая структура региона представлена сочетанием обширного слабо вытянутого в северо-западном направлении Хангайского поднятия на востоке территории и линейных складчато-надвиговых структур Монгольского Алтая северо-северо-западного простирания на западе (Рисунок 12). Между обозначенными поднятиями располагается крупная система межгорных впадин: Убсунурской и Котловины Больших Озер [Трифонов и др., 2023]. Впадины заполнены схожими кайнозойскими осадками, разрез которых начинается с олигоцена [Девяткин, 1981]. Убсунурская впадина и Котловина Больших Озер разделены субширотным хребтом Хан-Хухэй, однако, идентичность пород, заполняющих обе впадины как по возрасту, так и по составу, а также отсутствие грубообломочных фаций в отложениях

древнее эоплейстоцена в предгорьях хребта говорят об отсутствии разделения впадин на изолированные бассейны вплоть до плиоцена.

Структурный рисунок новейших разрывных нарушений, в том числе активных, образует закономерную систему, отвечающую условиям субмеридианального сжатия, вызванного коллизионным взаимодействием Индостанской и Евразийской плит. В эту систему входят правые взбросо-сдвиги Монгольского Алтая северо-западного простирания, субширотные левые сдвиги, а также взбросы и надвиги (разломы Гобийского Алтая, Хангайский (Болнайский) разлом), левые сдвиги северо-восточного простирания (Эрзин-Агардагский, Цэцэрлэгский) [Трифонов и др., 2023].

Мощность комплекса кайнозойских отложений в районе оз. Хирис-Нур достигает по буровым и геофизическим данным 500 метров [Девяткин, 1981]. Представительные разрезы отложений этого возраста располагаются на южном склоне хр. Хан-Хухэй. В основании разреза лежат породы ранне-среднемиоценовой свиты ошин, имеющей озерное происхождение (Рисунок 13). На ней с размывом и небольшим угловым несогласием залегают отложения позднемиоцен-раннеплиоценовой свиты хиргис-нур. Низы свиты сложены песчано-алевритовым материалом озерно-аллювиального генезиса (пачка А),

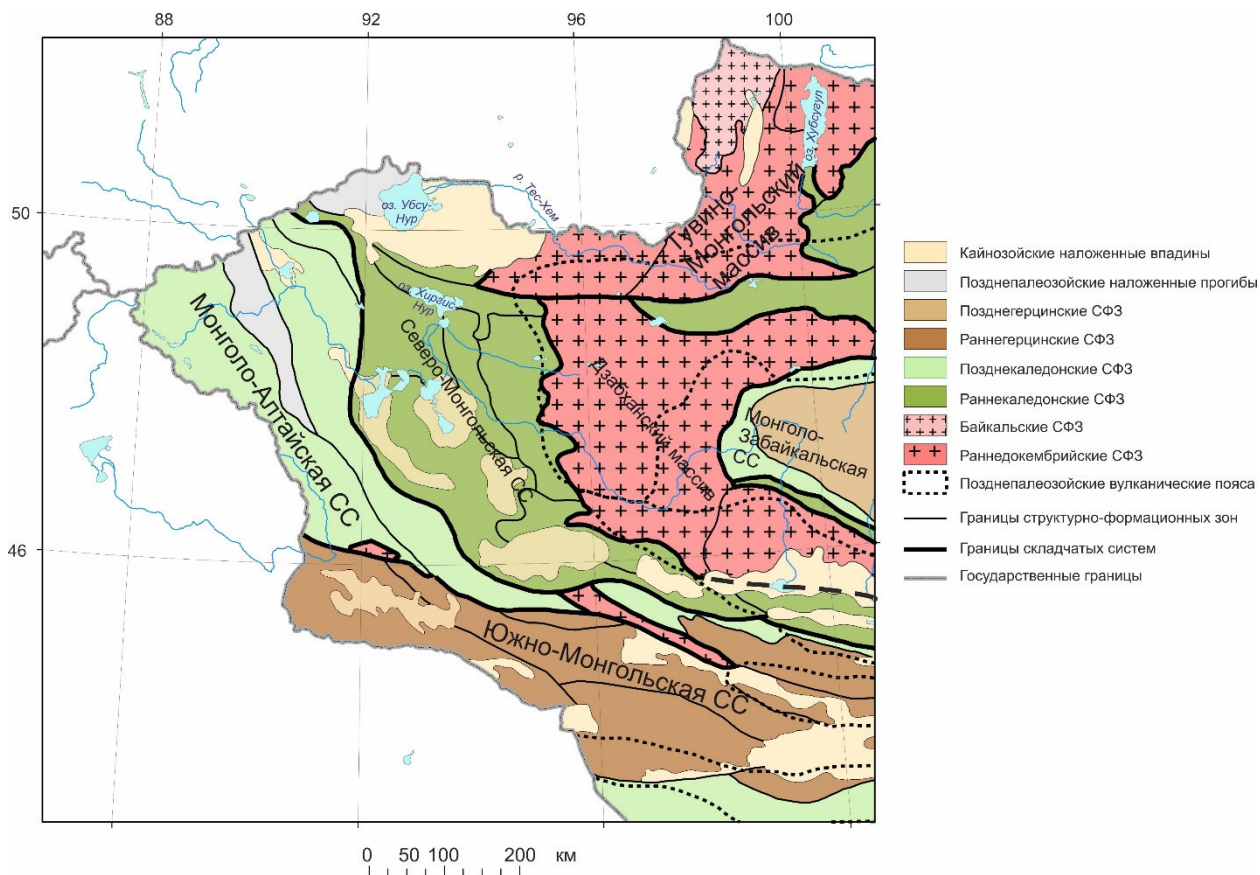
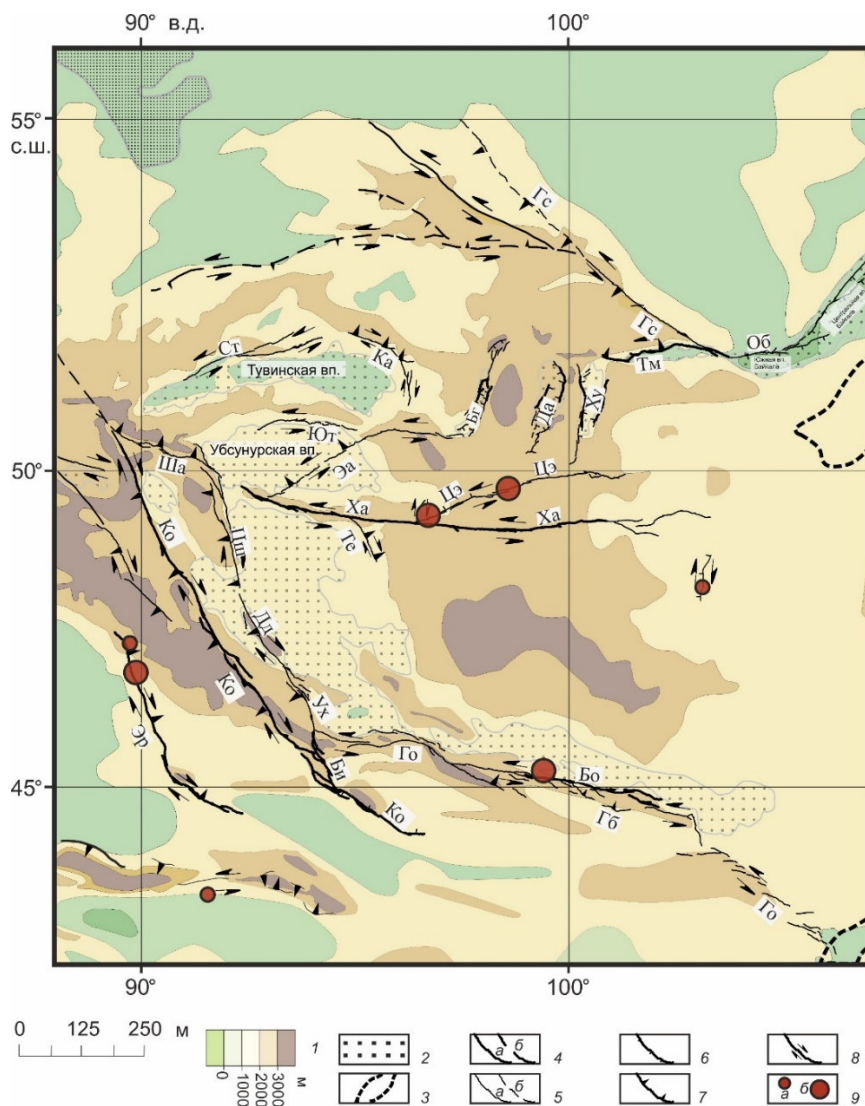


Рисунок 11. Тектоническая схема Северо-Западной Монголии.



Активные разломы: Би – Бидж, Бо – Богд, Гб – Гурван-Булаг, Гс – Главный Саянский, Дд – Дзун-Джиргалант, Ко – Кобдинский, Об – Обручевский, Ст – Саяно-Тувинский, Те – Терегтийнский, Ух – Умусин-Хайрханский, Ха – Хангайский, Цш – Цаган-Шибетинский, Цэ – Цэцэрлэгский, Ша – Шаптальский, Эа – Эрзин-Агардагский, Эр – Эртайский, Ют – Южно-Таннуольский.

Рисунок 12. Карта новейшей тектоники и активных разломов севера Центральной Азии [Трифонов и др., 2024].

богатым фаунистическим материалом. Вверх по разрезу отложения сменяются светлыми озерными глинисто-карбонатными породами (пачка Б), где содержание фауны резко сокращается. На размытой поверхности свит хиргис-нур и ошин с угловым несогласием лежит раннеплейстоценовая пролювиальная толща свиты туин-гол, сложенная буроватым грубообломочным и плохо окатанным материалом с линзами и прослоями алевритового материала розоватого цвета. Существует термолюминисцентная датировка этой толщи, согласно которой возраст свиты составляет 820 ± 85 тыс.л. [Девяткин, 1981]. Завершают разрез

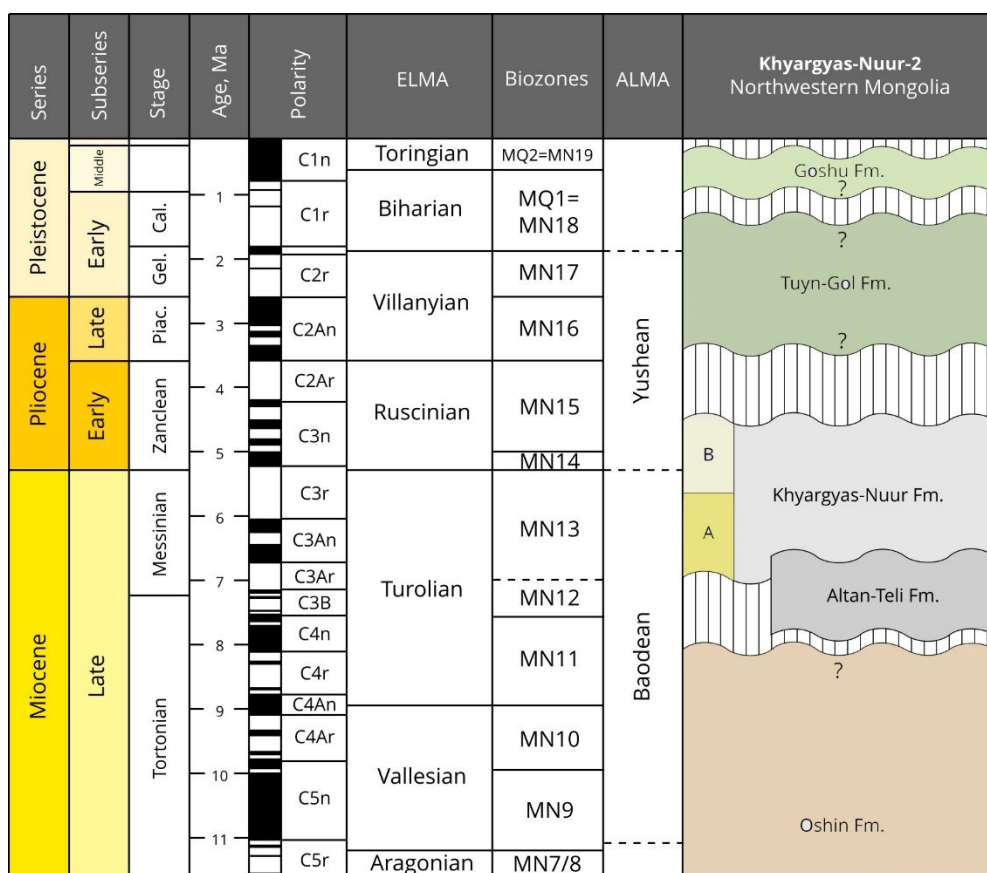


Рисунок 13. Стратиграфия новейших отложений Котловины Больших Озер

сероцветные грубообломочные пролювиальные отложения свиты гошу, которая предположительно относится к среднему плейстоцену, согласно термолюминисцентной датировке, ее возраст составляет 280 ± 30 тыс.л [Девяткин, 1981].

Интересным является сочетание крупных субширотных и запад-северо-западных левых сдвигов с обрамляющими их взбросо-надвиговыми структурами. Оба комплекса разломов параллельны, либо надвиги располагаются под углом в 30-45 градусов к сдвигам, имея северо-западное простирание. При этом сочленения первых и вторых групп разломов не наблюдается, они развиваются параллельно, но независимо, находясь на расстоянии от 6-10 до 30 км друг от друга. Примером такого сочетания может служить строение хребта Хан-Хухэй. В осевой части хребта протягивается Хангайский (Болнайский) активный левый сдвиг, протяженностью более 500 км. Это широтный, дугообразно изогнутый в южном направлении разлом с очень большим радиусом кривизны, так что западное окончание разлома приобретает запад-северо-западное простирание, расщепляясь здесь на несколько ветвей. В подножии хребта, как в Убсунурской, так и в Хиргиснурской впадинах развиты надвиги. В южной впадине, на северном берегу оз. Хиргис-Нур описаны многочисленные надвиги субширотного или северо-западного простирания, в строении которых принимают

участие породы возрастом вплоть до среднего плейстоцена [Девяткин, 2000; Соколов и др., 2024; Parfeevets et al., 2012].

В обнажении Хартермес (Рисунок 14), расположенном на северном побережье оз. Хиргис-Нур, вскрываются породы свит хиргис-нур, туин-гол и гошу. В основании обнажения наблюдается удвоение разреза неоген-четвертичных отложений по надвигу северо-западного простирания (315°). Породы верхов свиты хиргис-нур, а также туин-гол и гошу по тектоническому контакту надвинуты на аналогичный разрез (Рисунок 15а). Плоскость разлома погружается на северо-восток под углом 19°, по поверхности скольжения развиваются глина трения и зеркала скольжения, отвечающие надвиговой кинематике разлома. Над разломом сформировалась пологая антиклиналь в неогеновых породах, нарушающая общее пологое падение пород на север-северо-восток.

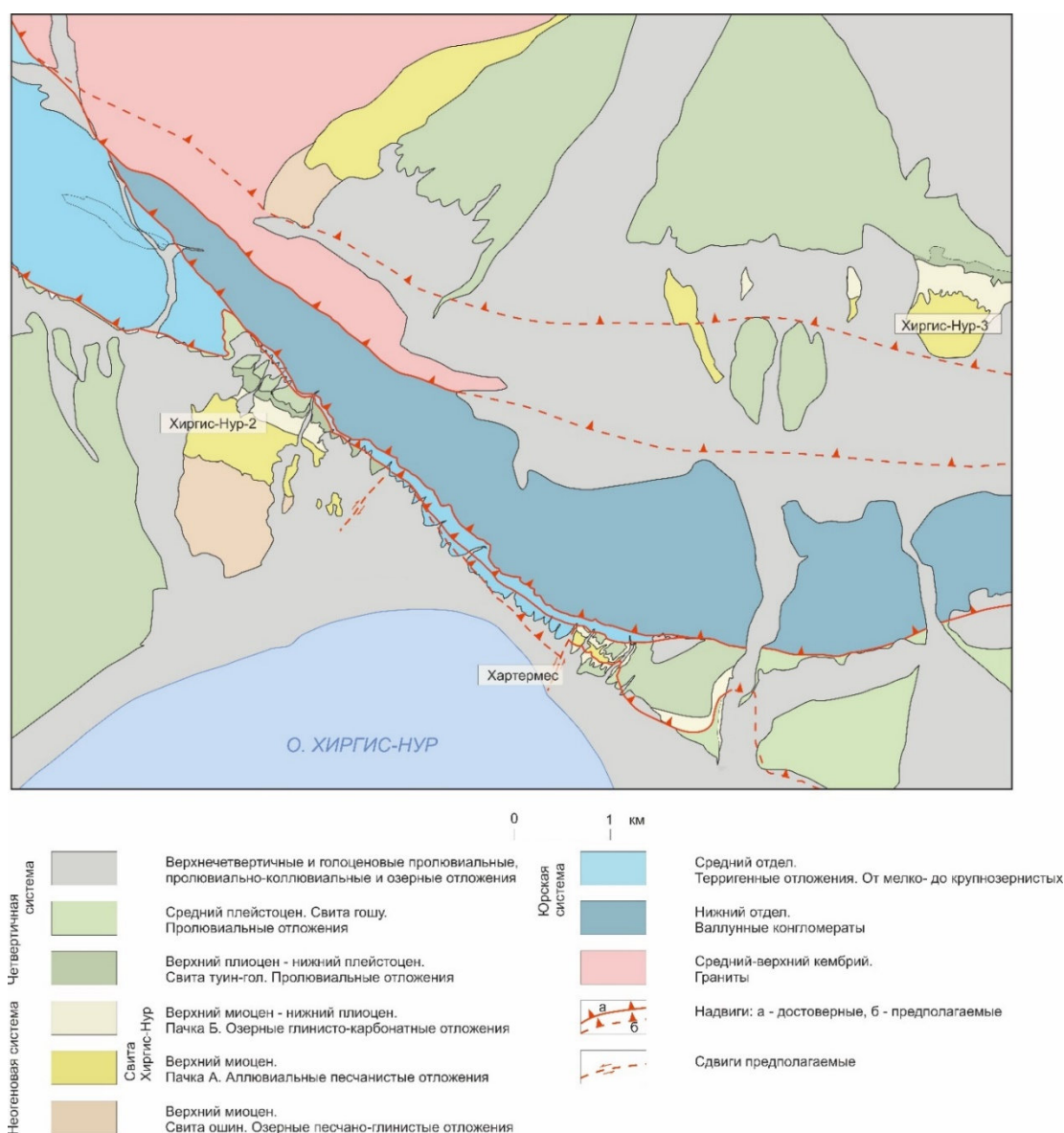


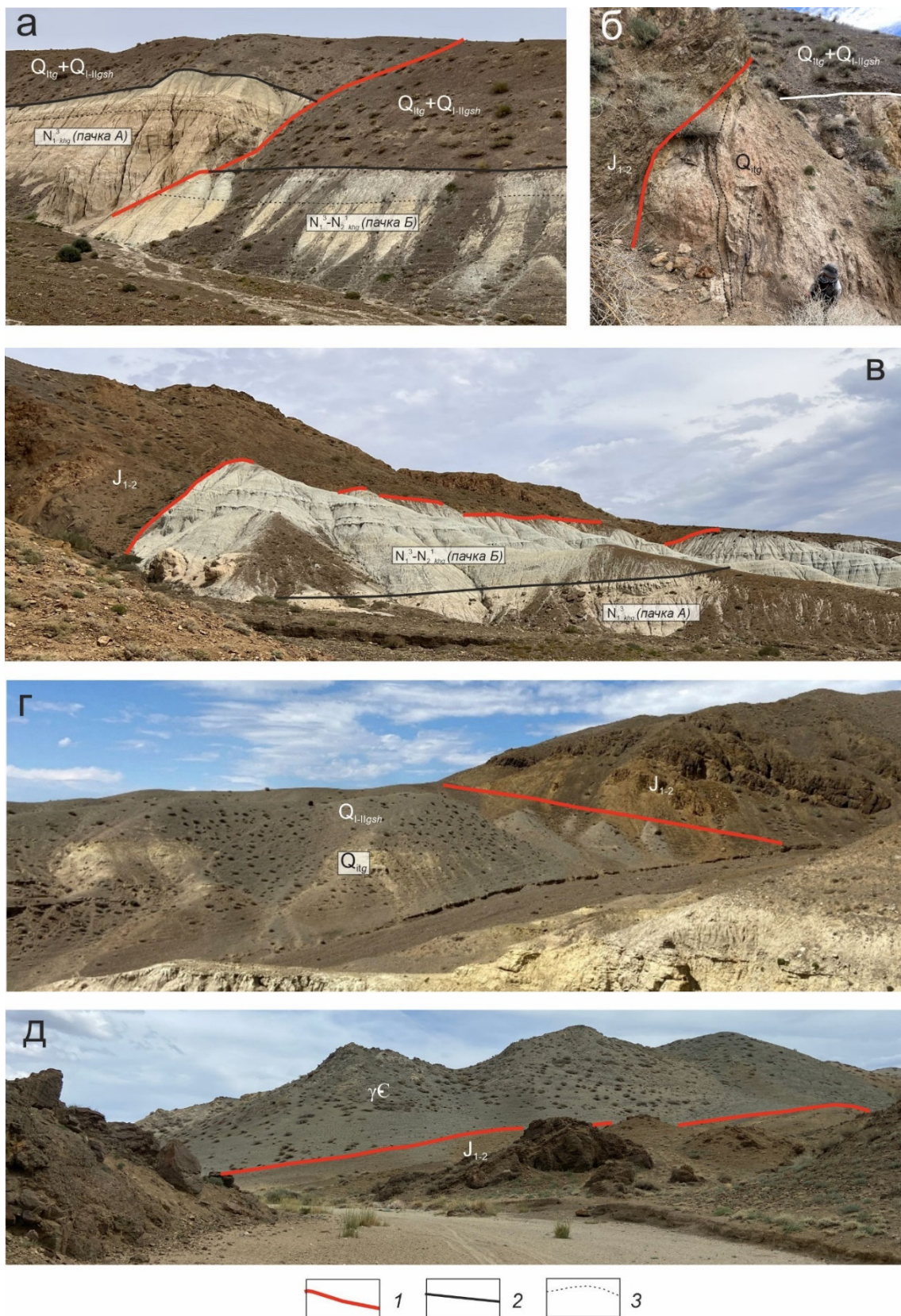
Рисунок 14. Геологическая карта северного побережья оз. Хиргис-Нур

В 300 метрах к северо-востоку, на неоген-четвертичные породы надвинуты охристые терригенные породы нижней-средней юры. Плоскость надвигания значительно круче чем у первого разлома, до 70° , однако наблюдается тенденция к ее выполаживанию как по простиранию разлома, так и вверх по разрезу, вплоть до $40\text{--}45^\circ$ (Рисунок 15в). На узких водоразделах, сложенных породами свиты хиргис-нур, полого наклоненных на юго-запад, обнаруживаются останцы юрских отложений, что указывает на возможность выполаживания сместителя вплоть до субгоризонтального. Зона разлома устроена достаточно сложно, в ней зажата пластина отложений, свиты туин-гол, приведенная в субвертикальное положение (Рисунок 15б).

Аналогичное надвигание юрских пород на неоген-четвертичные отложения наблюдается в соседнем обнажении Хиргис-Нур-2, расположенном в 4,5 км на северо-восток по простиранию разлома (см. Рисунок 14). Крутизна падения плоскости сместителя –около 45° (Рисунок 15г). В надвинутом крыле залегают охристые породы верхней части разреза юрских отложений, смятые в брахиформную складку, осложненную небольшими складками второго порядка. На этой толще с тектоническим контактом, выраженным утыканием слоистости в плоскость контакта и несовпадением структурной рисунка, лежат породы нижней части разреза юрских отложений, серые и вишнево-серые валунные конгломераты, которые образуют крутую моноклиналь, падающую на северо-восток. Оценить крутизну падения сместителя сложно, но, судя по всему, она пологая.

В полутора километрах к северо-востоку на юрские отложения надвинуты граниты среднего кембрия (Рисунок 15д). Положение сместителя оценивается по высыпкам рыжих юрских пород, уходящим под зеленовато-серые палеозойские граниты. Плоскость надвигания простирается на северо-запад по азимуту 310° , угол падения сместителя предположительно около 20° , но встречаются и более крутые участки падения. Далее на северо-восток на палеозойских интрузивных породах лежат кайнозойские отложения, повторяющие разрез обнажений Хиргис-Нур-2 и Хартермес. Внутри гранитоидов также присутствуют разрывные нарушения, по которым они подняты над кайнозойским разрезом

Суммарное вертикальное смещение за поздний плейстоцен-голоцен по надвигам, развитым в подножье хребта Хан-Хухэй и формирующим сложную систему тектонических пластин, можно оценить по поднятию подошвы четвертичных отложений в обнажения Хартермес и Хиргис-Нур-3. Оно составляет примерно 160 м. В таком случае скорость воздымания по надвигам составляет $0,57$ мм/г, при условии, что эти движения происходили



1 – надвиги, 2 – стратиграфические границы, 3 – структурные линии

Рисунок 15. Фотоизображения надвиговых структур.

синхронно формированию свиты гошу, т.е. за 280 тыс. лет. Суммарные горизонтальные смещения оценить трудно в связи с разной крутизной падения сместителей.

Склоны и вершина хребта Хан-Хухэй представляют собой слабо деформированный мел-палеогеновый пенепплен. На водоразделах сохранились останцы слабо расчлененной субгоризонтальной поверхности выравнивания значительной площади, которые подняты на высоту до 2200 м, Южные склоны хребта также представляют собой преимущественно плоские, нерасчлененные, очень полого наклоненные поверхности (максимальный уклон 4° ,

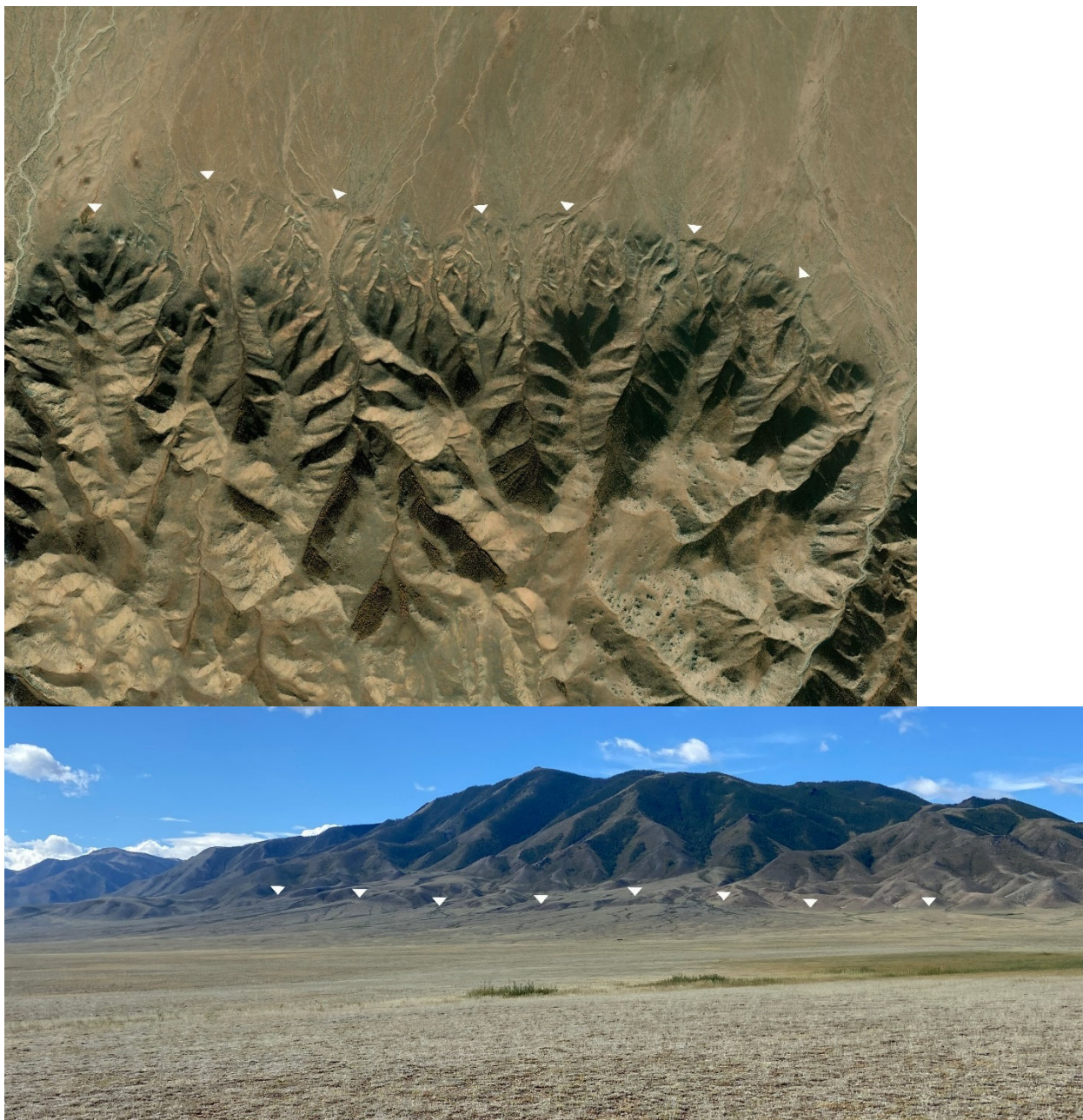


Рисунок 16. Геоморфологические признаки присутствия надвигов в подножье северного склона хребта Хан-Хухэй

но чаще 2–3°), фактически лишенные радиуса кривизны, являясь результатом тектонического перекося. Эти поверхности, нарушаются немногочисленными уступами, узкими полосами расчлененного скального рельефа, сформированными взбросо-надвиговыми структурами. Пликативные деформации незначительны и развиты лишь вблизи разрывных структур.

Гипсометрический уровень уреза воды озера Хиргис-Нур 1028 м, его глубина 80 м, мощность кайнозойских накоплений 500 м, отсюда можно высчитать размах новейших относительных движений, он составляет примерно 1850 м. Средняя скорость относительных вертикальных движений в позднем кайнозое – примерно 0,045 мм/г. Из этого следует, что в позднем плиоцене-плейстоцене происходит резкое увеличение скоростей тектонических движений, в том числе по плоскостям надвиговых структур, которые можно рассматривать как потенциально активные.

В подножии северного склона хребта Хан-Хухэй, в связи со слабой обнаженностью, столь выразительных разломов описано не было, однако, дугообразная морфология отдельных сегментов фронта горного сооружения, резкая граница со впадиной и наличие многочисленных линейных и дугообразных уступов, нарушающих новейшие аккумулятивные формы рельефа (Рисунок 16), говорят о присутствии позднекайнозойских надвиговых деформаций, активных и в четвертичное время.

Хангайский разлом, протянувшийся вдоль оси хребта Хан-Хухэй, является границей, разделяющей два блока земной коры, к югу располагается Монгольский, к северу – Тувинский (Рисунок 17). Согласно GPS наблюдениям [Лухнев и др., 2010] оба блока движутся в северо-северо-восточном направлении, но с разными скоростями, южный движется значительно быстрее. В таком случае на границе блоков формируются условия северо-северо-восточного сжатия, которое реализуется путем выжимания масс пород по надвигам, описанным выше, ориентированным в крест простирания осей сжатия, что приводит к росту хребта. В свою очередь Монгольский блок испытывает давление со стороны Джунгарского, расположенного юго-западнее и движущегося в том же направлении, но с еще большей скоростью. В итоге формируется ситуация, в которой Монгольский блок на северо-западе тупым клином зажат между быстро перемещающимся Джунгарским блоком и медленно перемещающимся Тувинским, что создает условия транспрессии [Саньков и др., 2020] и выдавливания Монгольского блока на восток и юго-восток по левому Хангайскому сдвигу и правым сдвигам Монгольского Алтая. При этом сдвиговые движения, по-видимому, носят импульсный характер и осуществляются только во время мощных землетрясений, таких как Хангайское землетрясение 1905 г. с магнитудой более 8.

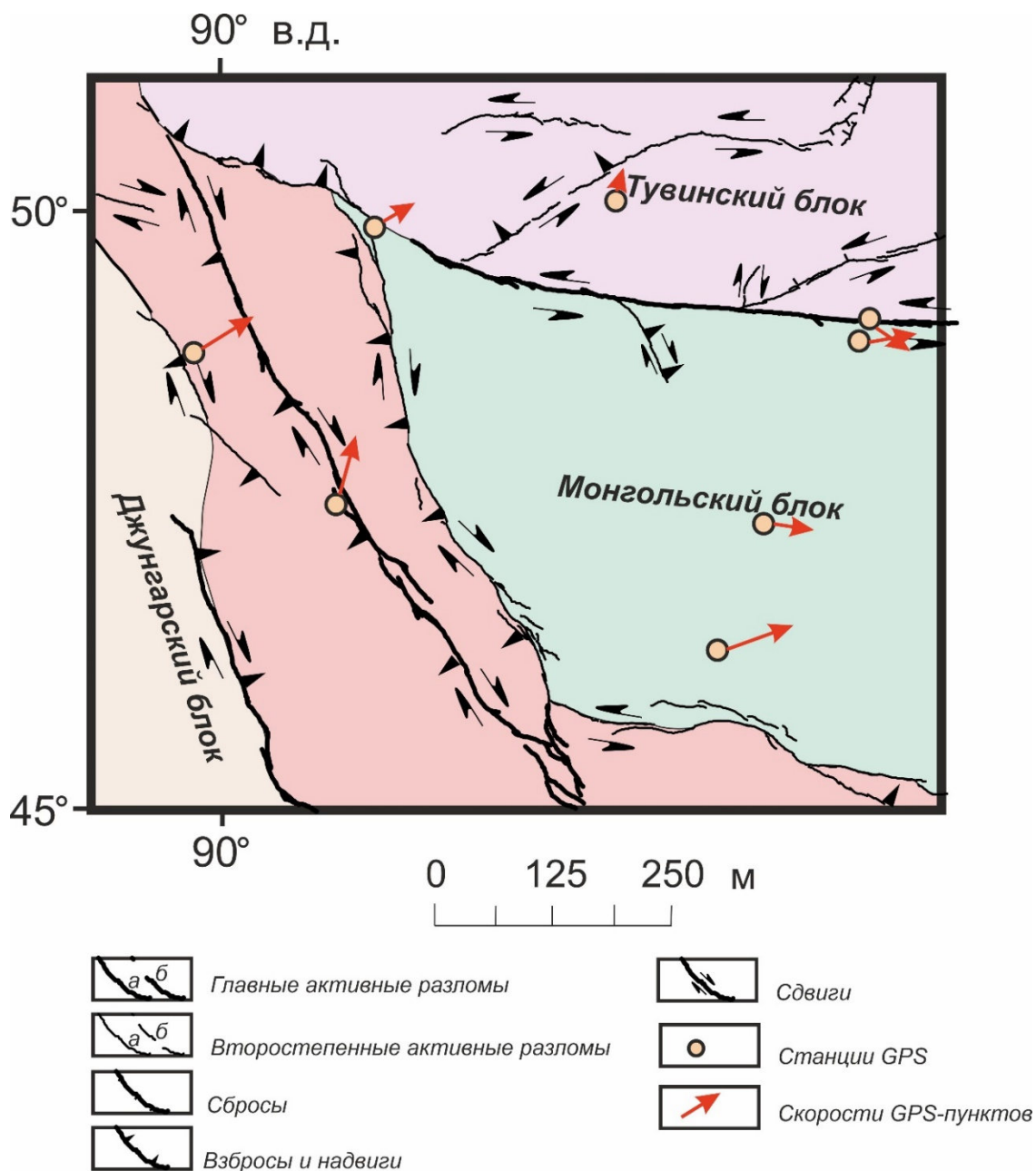


Рисунок 17. Блоки земной коры Северо-западной Монголии с данными по скоростям GPS станций по [Лухнев и др., 2010].

Заключение

Планы работ по теме за 2024 г. выполнены полностью. Главные результаты исследований в отчетном периоде сводятся к следующему:

В Притихоокеанском подвижном поясе были исследованы геодинамические процессы, специфичные для его Камчатского сегмента. Выявлены вспышки вулканизма 6,2, 5,6, 4,3 и 3,0 млн л.н., скорее всего связанные с развитием Малки-Петропавловской поперечной зоны и последовательным продвижением вулканизма Восточного вулканического пояса на север от этой зоны. Возраст заложения самой северной части вулканического пояса установлен в диапазоне 1,5 – 3,5 млн лет. Анализ флювиального рельефа Центральной Камчатской депрессии позволил сделать вывод, что депрессия развивается как серия удлиненных грабенов, разделенных более стабильными блоками, аналогично разобщенным грабенам к востоку от депрессии.

В Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса была исследована неотектоника зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа: уточнено пространственное положение Пшехско-Адлерской зоны разломов, особенности ее проявления на поверхности и в структурах осадочного чехла, определены амплитуды новейших поднятий и горизонтальных перемещений сегментов Большого Кавказа по разные стороны от нее. Продолжены работы в очаговых областях катастрофических землетрясений в Восточной Турции 6 февраля 2023 г. Была охарактеризована геометрия и кинематика разломов Чардак и Улуова, с которыми было связано второе крупнейшее землетрясение (Эльбистанское землетрясение, $M = 7.5$). Научный задел по неотектонике региона позволил выполнить обобщение неотектонической истории и глубинного строения внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции.

В Центральной Азии на северном обрамлении Альпийско-Гималайского подвижного пояса доведены до публикации материалы по соотношению активных разломов севера Центральной Монголии с новейшей структурой и глубинным строением региона. Хангайского нагорья, а также по тектонической зональности Центральной Азии в сопоставлении с ЮВ Азией по данным сейсмотомографии и сейсмичности. Получены новые данные о неотектоническом строении Котловины Больших Озер, охарактеризованы активные разломы региона, предложена структурно-кинематическая схема современных тектонических движений.

В отчетный период результаты по каждому из направлений доведены до публикации. Опубликовано девять статей в высокорейтинговых научных журналах

(Приложение А). Первичные полевые данные, полученные в 2024 году, будут опубликованы по мере обработки материалов.

Список использованных источников

1. Габсатарова И.П. Пшехское землетрясение 15 ноября 2004 года с $M_w=4.5, 0I P =5-6$ (Краснодарский край) // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. 2010 Обнинск: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба Российской академии наук. С. 386–394.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Сер. Кавказская. Листы L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Масштаб 1:200000. Ред. Ростовцев К.О. Ессентуки: Кавказгеолсъемка. 2004.
3. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (отв. ред. чл.-кор. И. В. Лучицкий) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 14. 1975. 288 с.
4. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии: (Стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука. 1981. 196 с.
5. Девяткин Е.В. Внутренняя Азия // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под. ред. А.Ф. Грачева. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 92–100.
6. Ермаков В.А., Баженова Г.Н. Первые результаты геохронологических U-Pb-исследований пород вулкана Николка в Центральной Камчатской депрессии // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 2. С. 184-188.
7. Зеленин Е.А., Кирыкова М.Н., Мухаметшина Е.О., Захаров А.Л. Проявление активных тектонических движений в морфологии речной долины (на примере долины р. Камчатки) // Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 3. С. 111-124.
8. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2500000. Ред. Герасимов И.П., Сидоренко А.В. М.: Мингео СССР, АН СССР, 1971. 8 л.
9. Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение кавказских краевых прогибов в кайнозое. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2007. 263 с.
10. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10-27.
11. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). Москва: АН СССР, Институт океанологии им. П.П. Ширшова. 1977. С. 137-169

12. Ломизе М.Г., Хаин В.Е. Древние долины и перестройка речной сети на Западном Кавказе под влиянием новейших движений // Вестник МГУ, серия V География. 1965. №4. С 7–25
13. Ломов В.С., Юшин К.И., Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Лыков Н.А. Верхние молассы Предкавказского прогиба как индикатор новейшего горообразования Западного Кавказа (на примере бассейна р. Белая) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2024 (в печати)
14. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.
15. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224
16. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (отв. ред. акад. А. Л. Яншин) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 11. 1975. 311 с.
17. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупикина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н. Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. 439 с.
18. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
19. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
20. Муратов, В.М. Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа. Дисс...канд. геогр. наук. М: МГУ. 1965. 303 с.
21. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
22. Панина Л.В., Зайцев В.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Бардышев Г.П. Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2021. № 1. С. 3–14.
23. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С.17–30.

24. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа / А.А. Белов, М.В. Сатиан (ред.). М.: Наука, 1989. С. 109–112.
25. Саньков В.А., Парфеевец А.В. Кайнозойское напряженное состояние земной коры Монголии по геолого-структурным данным (обзор) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. №11(4). С. 722–742.
26. Соколов С.А., Юшин К.И., Сизов А.В. Позднечетвертичные надвиги южного склона хр. Хан-Хухэй (северо-западная Монголия)// Материалы LV Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024». Москва: ГЕОС. 2024. Том 2. С. 175-179.
27. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности // Геотектоника. 2024. № 1. С. 28–47.
28. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии (отв. ред. Г.Г. Мартинсон) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 13. 1975. 238 с.
29. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1:5000000. Гл. ред. Семенович В.В. и др. М.: Центргеология, 1983. 16 л.
30. Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В. Особенности строения Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2024. №1(2). С. 32-44.
31. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500 000. Ред. Хаин В.Е., Попков В.И. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2009. 213 с.
32. Толстых М. Л., Бабанский А. Д., Смирнова М. Д., Певзнер М. М., Лебедев В. А., Ларионова Ю. О., Кущева Ю. В., Парфенов А. В. Вулканизм начальной фазы заложения северного сегмента субдукции тихоокеанской плиты (полуостров Камчатка, хребет Кумроч) // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2, С. 52-68.
33. Трифонов В.Г., Соколов С.А., Овсяченко А.Н., Соколов С.Ю., Batsaikhan T., Demberel S., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г. Активные разломы севера Центральной Монголии, их соотношение с новейшей структурой и глубинным строением региона // Геотектоника. 2024. №2. С. 3-33. doi: 10.31857/S0016853X24020019

34. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Демберел С. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. № 6. С. 94-129
35. Трифонов В.Г., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Челик Х., Фролов П.Д., Бачманов Д.М., Трихунков Я.И. Сопоставление новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции // Геотектоника. 2024. № 3. С. 80–107.
36. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
37. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Титов В.В., Ломов В.С., Соколов С.А., Латышев А.В., Симакова А.Н., Сыромятникова Е.В., Челик Х., Щелинский В.Е., Фролов П.Д, Шалаева Е.А., Никольская П.П. Верхнемолассовая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024а. № 4. С. 21 – 49.
38. Трихунков Я.И., Челик Х., Ломов В.С., Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Каргиноглу Ю., Соколов С.Ю. Геологическая позиция, структурные проявления Эльбистанского землетрясения и тектоническое сравнение двух сильнейших сейсмических событий 06.02.2023 г. в восточной Турции. // Геотектоника, 2024б. №. 3, С. 108-126.
39. Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Возраст и время эксгумации осадочных комплексов Восточной Камчатки по данным трекового датирования апатита // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. Вып. 53. №1. С. 76-88.
40. Akinci A.C., Robertson A.H.F., Unlugenc U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Caglayanerit area) // International Journal of Earth Science. 2016. V. 105. P. 315–337.
41. Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. 2007. P. 37–55.
42. Balkaya M., Akyuz S.H., Ozden S., Paleoseismology of the Surgu and Cardak faults – splays of the Eastern Anatolian Fault Zone, Turkiye // Turkish Journal of Earth Sciences. 2023. V. 32. P. 402–420.
43. Bindeman I.N. Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen

- C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 189. №. 1-2. P. 57-80. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.009>
44. Calkins J. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya river basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // *Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis, and eruption in volcanic arcs. IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. August 21-27, 2004. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS. 2004. P. 53-53.*
45. Cambray, H., Cadet, J. P. Testing global synchronism in peri-Pacific arc volcanism // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1994. V. 63. No. 3–4. P. 145–164. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90071-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90071-X)
46. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B. S. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P. 156-181. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.026>
47. Gusev, A. A., Ponomareva, V. V., Braitseva, O. A., Melekestsev, I. V., Sulerzhitsky, L. D. Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: Self-similar irregularity of the output of volcanic products // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. No. B2. 2126. <https://doi.org/10.1029/2001JB000312>
48. Koc A., Kaymakci N. Kinematics of Surgu Fault Zone (Malatya, Turkey): A remote sensing study // *Journal of Geodynamics*. 2013. V. 65. P. 292–307.
49. Kozhurin A. Acocella, V., Kyle, P. R., Lagmay, F. M., Melekestsev, I. V., Ponomareva, V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy, H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. №. 3-4. P. 285-304.
50. Kozhurin A.I., Zelenin E.A. An extending island arc: The case of Kamchatka // *Tectonophysics*. 2017. V. 706. P. 91-102. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.04.001
51. Kutterolf, S., Schindlbeck, J.C., Jegen, M., Freundt, A., Straub, S.M. Milankovitch frequencies in tephra records at volcanic arcs: The relation of kyr-scale cyclic variations in volcanism to global climate changes // *Quaternary Science Review*. 2019. V. 204. P. 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.004>

52. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. 2007. P. 57-64. <https://doi.org/10.1029/172GM05>
53. Lisiecki L. E., Raymo M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. №. 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
54. Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // *Comptes rendus – Geoscience*. 2012. V. 344. P. 227–238.
55. Ponomareva V., Melekestsev I., Braitseva O., Churikova T., Pevzner M., Sulerzhitsky L. Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. 2007. P. 165–198
56. Ponomareva, V. V., Portnyagin, M. V., Bubenshchikova, N. V., Zelenin, E. A., Derkachev, A. N., Jicha, B., Gorbarenko, S. A., Cook, E., Garbe-Schönberg, D., Hoernle, K. A 6.2 Ma-long record of major explosive eruptions from the NW Pacific volcanic arcs based on the offshore tephra sequences on the northern tip of the Emperor Seamount Chain // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2024. Vol. 24. e2023GC011126. <https://doi.org/10.1029/2023GC011126>
57. Prueher L. M., Rea D. K. Tephrochronology of the Kamchatka–Kurile and Aleutian arcs: evidence for volcanic episodicity // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V. 106. №. 1-2. P. 67-84. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00266-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00266-3)
58. Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R., Moresi L., May D. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width // *Nature*. 2007. V. 446. No. 7133. P. 308–311.
59. Trifonov V.G., Celik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolova P.D., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Titov V.M., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sychevskaya E.K. Pliocene – Early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to Late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // *Quaternary International*. 2018. V. 493. P. 137-165.
60. Zelenin, E., Garipova, S., Ponomareva, V., Portnyagin, M., Dolgaya, A. Temporal characteristics of a 6.2 Ma-long ash-fall history in the NW Pacific // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2024. V. 453. 108141.
61. Zelenin E.A., Gorbach N.V., Sokolov S.A., Lebedev V.A. New Data on Ages of the Basement of the Central Kamchatka Depression and the Base of the Klyuchevskaya Group of Volcanoes // *Doklady Earth Sciences*. 2024b. V. 518. Part 2. P. 1585–1589. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602669>

Приложение А

Публикации коллектива по теме исследований в рецензируемых изданиях

1. Зеленин Е.А., Кирякова М.Н., Мухаметшина Е.О., Захаров А.Л. Проявление активных тектонических движений в морфологии речной долины (на примере долины р. Камчатки) // Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 3. С. 111-124.
2. Ломов В.С., Юшин К.И., Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Лыков Н.А. Верхние молассы Предкавказского прогиба как индикатор новейшего горообразования Западного Кавказа (на примере бассейна р. Белая) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2024 (в печати)
3. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности // Геотектоника. 2024. № 1. С. 28–47.
4. Трифонов В.Г., Соколов С.А., Овсяченко А.Н., Соколов С.Ю., Batsaikhan T., Demberel S., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г. Активные разломы севера Центральной Монголии, их соотношение с новейшей структурой и глубинным строением региона // Геотектоника. 2024. №2. С. 3-33.
5. Трифонов В.Г., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Челик Х., Фролов П.Д., Бачманов Д.М., Трихунков Я.И. Сопоставление новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции // Геотектоника. 2024. № 3. С. 80–107.
6. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Титов В.В., Ломов В.С., Соколов С.А., Латышев А.В., Симакова А.Н., Сыромятникова Е.В., Челик Х., Щелинский В.Е., Фролов П.Д, Шалаева Е.А., Никольская П.П. Верхнемолассовая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. № 4. С. 21 – 49.
7. Трихунков Я.И., Челик Х., Ломов В.С., Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Каргиноглу Ю., Соколов С.Ю. Геологическая позиция, структурные проявления Эльбистанского землетрясения и тектоническое сравнение двух сильнейших сейсмических событий 06.02.2023 г. в восточной Турции. // Геотектоника, 2024. №. 3, С. 108-126.
8. Zelenin, E., Garipova, S., Ponomareva, V., Portnyagin, M., Dolgaya, A. Temporal characteristics of a 6.2 Ma-long ash-fall history in the NW Pacific // Journal of Volcanology

and Geothermal Research. 2024. V. 453. 108141.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108141>

9. Zelenin E.A., Gorbach N.V., Sokolov S.A., Lebedev V.A. New Data on Ages of the Basement of the Central Kamchatka Depression and the Base of the Klyuchevskaya Group of Volcanoes // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 518. Part 2. P. 1585–1589.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X24602669>