

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, Зав. лаб., ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	Е.А. Зеленин (введение, раздел 1, 4, заключение)
Исполнители		
Вед. науч. сотр. д-р геол.-минер. наук	_____	А.И. Кожурин (раздел 1)
Гл. науч. сотр. д-р геол.-мин. наук, профессор	_____	В.Г. Трифонов (раздел 2, 3)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	Д.М. Бачманов (раздел 2, 4)
Ст. науч. сотр. канд. геогр. наук	_____	Я.И. Трихунков (раздел 2, 3)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	С.А. Соколов (раздел 3)
Науч. сотр.	_____	Е.А. Шалаева (раздел 2)
Мл. науч. сотр.	_____	С.Т. Гарипова (раздел 3)
Мл. науч. сотр.	_____	К.И. Юшин (раздел 3)
Мл. науч. сотр.	_____	С.В. Мазнев (раздел 3)
Мл. науч. сотр.	_____	В.С. Ломов (раздел 2)

Реферат

Отчет 75 с., 31 рис., 67 источн., 1 прил..

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, ПРИТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, ЗОНА ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН, КОЛЛИЗИЯ, АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ, ГОРООБРАЗОВАНИЕ, НЕОТЕКТОНИКА, СЕЙСМОТЕКТОНИКА.

В результате работ в Притихоокеанском тектоническом поясе обоснована его принципиальная кинематическая модель, заключающаяся в диффузном перемещении блоков Притихоокеанского пояса на юго-запад относительно Евразии.

Работы в Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса позволили оценить скорость горообразования Большого Кавказа в 0,93-2,5 мм/год, а также установить время начала этих движений.

В Центрально-Азиатском подвижном поясе основные результаты получены для впадин Тувинско-Монгольского сегмента. Несмотря на развитие крупных сейсмических активных разломов, их положение и кинематика не соответствует морфологии новейших внутригорных впадин. Показано, что развитие новейшего тектонического рельефа связано с дифференцированными вертикальными движениями в пределах Хангайского нагорья и Монгольского Алтая, что говорит о сосуществовании двух парагенезисов структур, развивающихся параллельно или сменяющих друг друга во времени.

Большая часть полученных результатов была представлена на всероссийских и международных конференциях, а также опубликована в рецензируемых изданиях, преимущественно индексируемых Web of Science либо Scopus.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1 Неотектоническое развитие Притихоокеанского подвижного пояса	6
1.1 Внешнее обрамление подвижного пояса	6
1.2 Курило-Камчатская островодужная система.....	8
2 Кавказско-Аравийский сегмент Альпийско-Гималайского подвижного пояса.....	12
2.1 Керченско-Таманский регион	12
2.2 Большого Кавказ и Предкавказский прогиб	13
2.3 Армянское нагорье	27
2.4 Обрамление Южно-Каспийской впадины	34
2.5 Мезозойско-кайнозойская структура региона и ее соотношение со строением верхней мантии	35
3 Неотектоническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса	39
3.1 Кайнозойские впадины на северо-западной границе Высокой Азии.....	39
3.2 Тувинско-Монгольский сегмент	49
3.3 Строение мантии Центральной Азии и сопоставление кайнозойской структуры севера Центральной Азии со строением мантии.....	57
4 Интеграция геодинамических данных в Базу данных активных разломов Евразии	62
Заключение.....	65
Список использованных источников.....	66
Приложение А Публикации коллектива по теме исследований в 2020-2022 гг.	72

ВВЕДЕНИЕ

Работы выполнены по пункту программы ФНИ государственных академий наук № 124 – «Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли». Цель работ – выявление особенностей геодинамики позднекайнозойского этапа развития подвижных поясов Евразии. В отчете представлены результаты многолетних работ в Притихоокеанском поясе и Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского пояса. В отчетном периоде также были начаты работы в Центральной Азии на северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса, где интенсивность новейших геодинамических процессов сравнима с ранее упомянутыми сегментами. Большая часть полученных данных была представлена на всероссийских и международных конференциях, а также опубликована в рецензируемых изданиях, преимущественно индексируемых Web of Science либо Scopus.

Разделы отчета соответствуют пространственному положению районов работ в отчетном периоде – Притихоокеанский пояс, Аравийско-Кавказский сегмент Альпийско-Гималайского пояса, Центрально-Азиатский пояс. Отдельная глава посвящена интеграции данных по активным разломам в ранее разработанную коллективом Базу данных активных разломов Евразии. В заключительной части отчета приведены основные результаты исследований за отчетный период.

1 НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПРИТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Работы отчетного периода в Притихоокеанском подвижном поясе были сосредоточены на сопоставлении проявлений активной разломной тектоники с региональными геодинамическими моделями. Были исследованы как сегменты интенсивно развивающейся Курило-Камчатской островодужной системы, так и структуры внешнего, северо-западного, обрамления Притихоокеанского подвижного пояса.

1.1 Внешнее обрамление подвижного пояса

Для понимания характера сопряжения периферического и внутриконтинентальных поясов ключевое значение имеет статус разлома Улахан (Рисунок 1) и характер деформаций острова Сахалин.

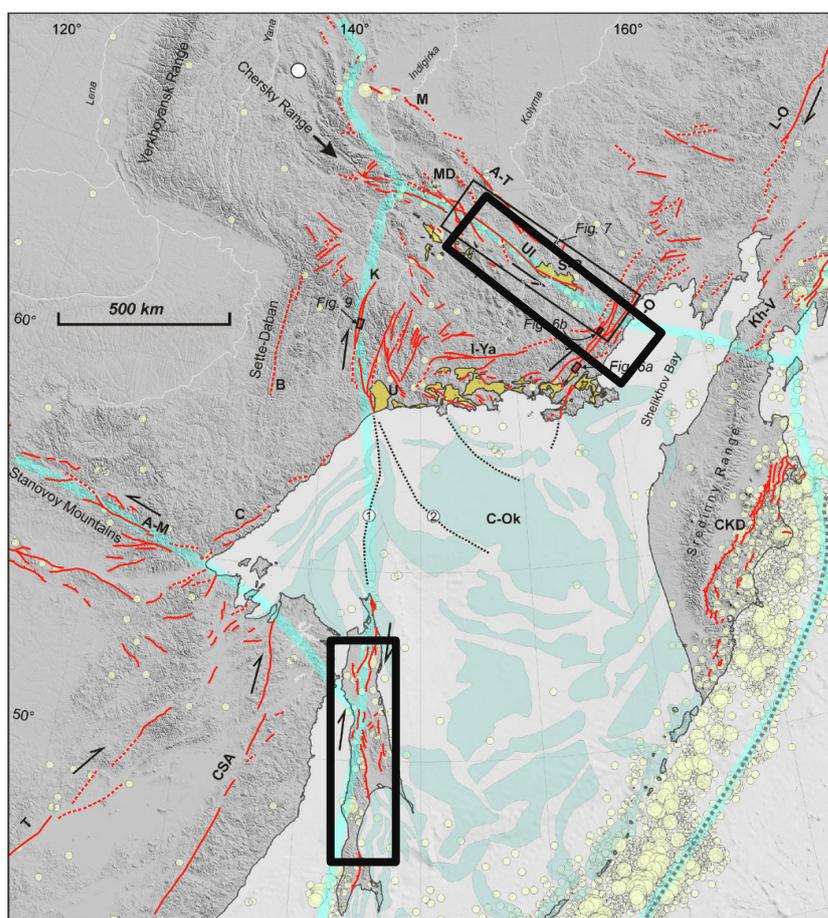


Рисунок 1. Активная разломная тектоника обрамления Охотского моря по [Kozhurin 2022]. Красные линии - активные разломы, пунктирные черные линии - их возможное продолжение под водой. Бледно-желтые кружки - эпицентры землетрясений глубиной до 40 км (NEIC, Геологическая служба США). Синие полупрозрачные линии - предполагаемые границы Охотской плиты по [Fujita et al., 2004]. Рамками выделены системы разломов, обсуждаемые в настоящем разделе

В общепринятых плейт-тектонических моделях северо-востока Азии разлом Улахан представляет собой часть северной границы Охотской малой литосферной плиты,

выжимающейся к югу сходящимися Северо-Американской и Евразийской плитами [Riegel et al., 1993]. Скорость движения Охотской плиты к югу относительно Северо-Американской плиты оценивается величиной примерно в 3-5.5 м в год [Hindle et al., 2006], практически равной скорости горизонтального перемещения по разлому Улахан (5.3 ± 1.3 мм в год [Hindle et al., 2019]). Моделью предполагается, что разлом Улахан продолжается через Камчатский перешеек или к о-ву Карагинский (западная часть Берингова моря), или к западному окончанию Алеутской дуги.

В ходе исследований нами было установлено, что при общем северо-западном простирании, согласном с простиранием подвижного пояса Черского, линия разлома испытывает закономерные отклонения – в обоих своих окончаниях он становится субширотным (отклонение порядка 20°). Также обнаружено, что на юго-востоке разлом заканчивается западнее залива Шелихова, то есть не продолжается, как предполагается моделью [Riegel et al., 1993], через залив к побережью Берингова моря или Тихого океана. Искривление линии разлома в плане до S-образной конфигурации, а также отсутствие структур, в движениях по которым могли бы трансформироваться сдвиговые перемещения по нему, позволяют интерпретировать разлом Улахан как сдвиг вращения в трактовке Фройнда [Freund, 1974] – принципиально отличающийся по источнику и параметрам сдвиговых перемещений от трансформных разломов. Подсчет величины сдвига, накопленного за счет вращения (примерно на 20°) по часовой стрелке в горизонтальной плоскости центральной части разлома Улахан, выполненный по зависимостям из [Freund, 1974], дает значение примерно в 21 км. Это значение практически равно максимальному измеренному по крупным речным долинам (23-24 км, например, [Fujita et al., 2004]).

Таким образом, полученные данные не позволяют считать разлом Улахан трансформным, как неявно предполагается моделью выжимания Охотской плиты Ригелем с соавторами [Riegel et al., 1993]. Очевидна необходимость разработки другой модели структурного и геодинамического районирования северо-востока Азии.

Геодинамические модели развития северо-востока Азии также должны адекватно описывать современные деформации юго-западного обрамления Охотской плиты – острова Сахалин. Правосторонняя кинематика зон продольных разломов Сахалина (Рисунок 1) была впервые обоснована В.С. Рождественским [1969], который отнес время возникновения сдвигов к позднему кайнозою, а накопленное смещение оценил в 14-15 км на полуострове Шмидта и в 25 км в Восточном хребте. Кинематика разломов позволила интерпретировать их как трансформные разломы между зонами спрединга в Японском и Охотском морях [Рождественский, 2008]. Аналогичная интерпретация кинематики была предложена Фурнье с соавторами [1994], но с обратной причинно-следственной связью: в

их модели правосторонние движения по разломам определяли спрединг в Японском и Охотском морях. Альтернативная модель описывает правосдвиговые разломы острова Сахалин как следствие его вращения против часовой стрелки при выдавливании блоков Центральной Азии на восток из коллизионного пояса [Jolivet et al., 1990].

В ходе исследований нами было установлено, что деформации острова Сахалин соответствуют современной обстановке транспрессии. На юге острова взбросовые и сдвиговые компоненты движения одновременно реализуются в одной зоне, в то время как в северной трети острова они разделены между двумя зонами. Разломы Сахалина и Кетандинский разлом к северу от Охотского моря могут быть объединены в единую Кетандинско-Сахалинскую правосдвиговую зону, существование которой может соответствовать кинематической модели Охотской плиты. Однако, поскольку распределение активных разломов к северу от Охотского моря не позволяет выделить северную границу Охотской плиты, наиболее согласованной и непротиворечивой кинематической моделью является диффузное перемещение блоков Притихоокеанского пояса на юго-запад относительно Евразии (Рисунок 2). Детальное обоснование полученных результатов опубликовано в высокорейтинговом международном журнале *Journal of Asian Earth Sciences* [Kozhurin, 2022].

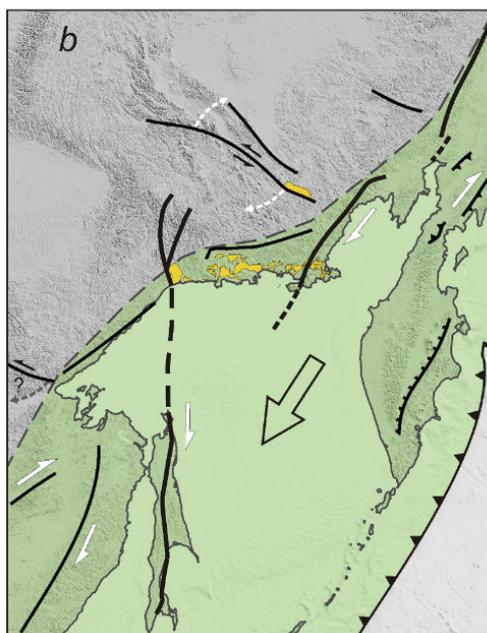


Рисунок 2. Принципиальная кинематическая модель деформаций Северо-Западной части Притихоокеанского подвижного пояса [Kozhurin, 2022]

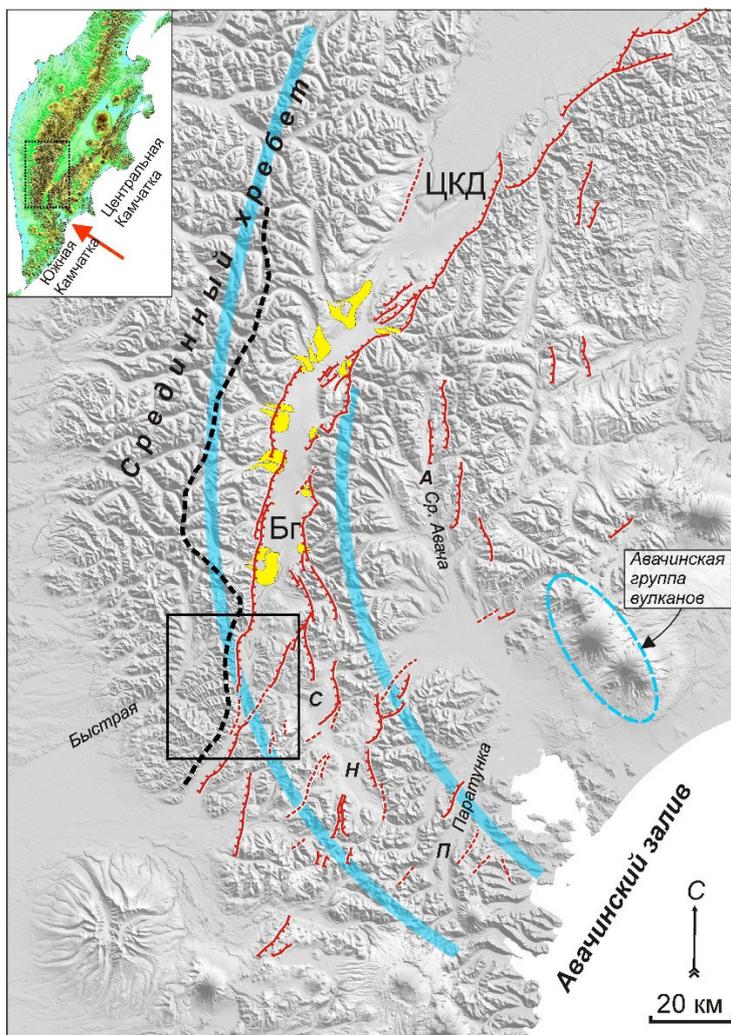
1.2 Курило-Камчатская островодужная система

Внутри собственно Притихоокеанского подвижного пояса в отчетный период были исследованы вопросы продольной и поперечной неотектонической сегментации Курило-

Камчатской островодужной системы в пределах полуострова Камчатка. Традиционно в тектоническом районировании выделяются Курильский сегмент, включающий Курильскую дугу и Южную Камчатку, и Камчатский сегмент, приблизительно соответствующий физико-географическому региону Центральная Камчатка. Граница между ними сопоставляется с т.н. Малко-Петропавловской, или Начикинской, «зоной поперечных дислокаций» (далее – поперечная зона) [Леглер, 1977]. Установлено, что на новейшем (для Камчатки – четвертичном) этапе и в настоящее время поперечная зона представляет правосдвиговое, с компонентой раздвига, южное ограничение смещающегося в сторону океана блока Центральной Камчатки [Кожурин и др., 2008; Kozhurin, Zelenin, 2017]. Однако современный геодинамический статус этой зоны требует дальнейших исследований.

Нами было предпринято изучение четвертичной и активной структуры поперечной зоны путем детального площадного дешифрирования космических снимков. Дополнительные к дешифрированию данные получены при полевых наблюдениях, в том числе – съемкой с беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Район исследований охватил широкую область – от Быстринского грабена на западе до восточного побережья Камчатки, то есть область, которая заведомо включает в себя переходную зону (Рисунок 3).

Выявлены следующие особенности распространения активных разломов: в отличие от ассиметричной Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) (Рисунок 3), Быстринский грабен (Бг на Рисунке 3) – двусторонний, ограничен разломами с обеих сторон. В отличие от ЦКД с одной разломной линией ее восточного ограничения, в изученной области распространение активных разломов не ограничивается Быстринским грабеном: большое количество разломов существуют к востоку от него. Это разломы восточного ограничения грабена р. Средняя Авача (А на Рисунке 3), а также разломы восточных ограничений Сокоцкого, Начикинского и Паратунского грабенов (С, Н и П, соответственно, на Рисунке 3). Такое распространение активных разломов можно описать как рассредоточенное. В отличие от ЦКД с северо-восточным простираем активных разломов, в изученной области разломы простираются субмеридионально. Следует отметить, что меридиональное простираем характерно также для южной части Срединного хребта в целом. Такой разворот против часовой стрелки виден также в простираем ряда вулканов Авачинской группы.



ЦКД – Центральная Камчатская депрессия, Бг – Быстринский грабен, С – Сокоцкий односторонний грабен, Н – Начикинский грабен, П – Паратунский грабен (предположительный). Черная пунктирная линия – водораздел между Охотским морем и впадинами ЦКД и Быстринского грабена. Красная стрелка на врезке показывает положение переходной зоны. Красные линии со штрихами – активные сбросы. Желтые поля – морены Q_3^4 . Синие полупрозрачные линии показывают изгиб основных структур.

Рисунок 3. Активные разломы области переходной зоны между Центральной и Южной Камчаткой

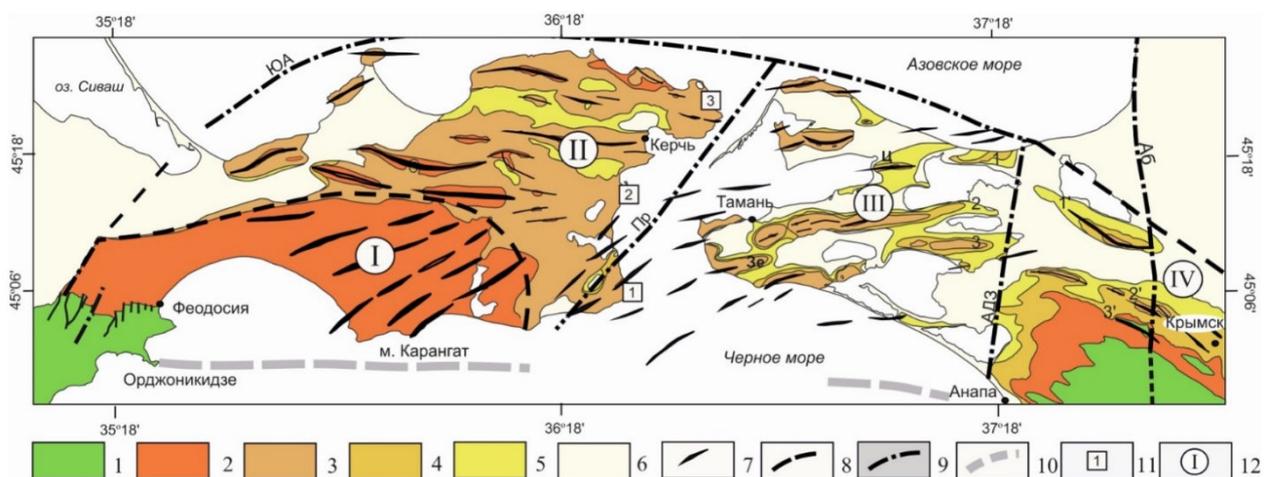
Пока единственная интерпретация активной разломной тектоники района перехода от Центральной Камчатки к Южной предложена Кожуриным и др. [2008]. Ее ключевым элементом – выделение правсдвигового, с компонентой растяжения, ряда субмеридиональных односторонних грабенов (Быстринского, Сокоцкого, Начикинского и, возможно, Паратунского – см. Рисунок 3) общего северо-западного простирания. Ряду придана роль южного ограничения блока Центральной Камчатки, смещающегося в сторону Тихого океана [Кожурин и др., 2008; Kozhurin, Zelenin, 2017]. В какой-то мере, такая интерпретация объясняет рассредоточенность активных разломов в зоне перехода по сравнению с Центральной Камчаткой, а также их преимущественное субмеридиональное простирание. Есть две, разного рода, претензии к такой схеме. Во-первых, в стороне от ряда остаются субмеридиональные разломы вдоль левого (восточного) борта р. Средняя Авача (см. Рисунок 3). Во-вторых, эта схема, очевидно, феноменологическая. Она не подразумевает возможность разного времени появления ныне активных структур зоны перехода. Возможно, более молодой облик южной части Быстринского грабена означает постепенное продвижение структур растяжения от Центральной Камчатки к югу.

В целом, переход к субмеридиональным простираниям к югу от Центральной Камчатки характерен не только для систем активных разломов: субмеридиональное простирание имеет также южное окончание Срединного хребта; разворачиваются против часовой стрелки, до северо-западного простирания, ряды вулканических построек Восточного вулканического пояса, включая Авачинскую группу (см. Рисунок 3). Таким образом, неотектоническое развитие региона не может быть полностью описано моделью коровых деформаций у южного ограничения смещающихся в сторону океана масс.

2 КАВКАЗСКО-АРАВИЙСКИЙ СЕГМЕНТ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

2.1 Керченско-Таманский регион

Выявлены и охарактеризованы основные черты новейшей структуры и истории неотектонического развития Керченско-Таманской складчатой зоны, расположенной между северными предгорьями Горного Крыма и Западного Кавказа и представляющей собой южную деформированную часть Азово-Кубанского предгорного прогиба [Гайдаленок и др., 2021]. Зона разделяется на пять поперечных сегментов, различающихся возрастом основной фазы складчатых деформаций (рисунок 4). В центральном Таманском сегменте III складчатые деформации продолжаются до сих пор. В обрамляющих его сегментах II и IV основные фазы складкообразования приходятся на плиоцен, а в периферийных сегментах I и V – на ранний и средний миоцен. Границы самого молодого Таманского сегмента, а также Керченско-Таманской зоны в целом совпадают с поперечными зонами флексурно-разрывных нарушений, у которых тектонически опущены крылья, обращенные в сторону Таманского сегмента. Структура южного обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны образована продолжением структур Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа, разделенных Таманским прогибом, ориентированным косо относительно них и интенсивно опускавшимся в майкопское время (олигоцен – начало миоцена).



1–6 – структурно-вещественные комплексы: 1 – доолигоценный (домайкопский), 2 – олигоцен–нижнемиоценовый (майкопский), 3 – миоцен–плиоценовый, 4 – нижнеплиоценовый (киммерийский), 5 – верхнеплиоцен–нижнеплейстоценовый (кыульницкий), 6 – неоплейстоцен–голоценовый; 7 – оси антиклинальных складок, 8 – границы сегментов Керченско-Таманской зоны условные, 9 – границы сегментов Керченско-Таманской зоны, представленные достоверными разломами, 10 – южное обрамление Керченско-Таманской зоны, 11 – точки на геолого-геоморфологическом профиле, 12 – сегменты Керченско-Таманской зоны. Буквами на схеме обозначены: Аб – Абрауская зона, АДЗ – Анапско-Джигинская зона, Зе – антиклиналь горы Зеленого, Пр – Правдинский разлом, Ц – антиклиналь горы Цимбалы, ЮА – Южно-Азовский разлом. Цифрами 1, 2, 3 обозначены антиклинальные зоны Таманского сегмента III, 1', 2', 3' – антиклинальные зоны сегмента IV

Рисунок 4. Геологическая схема сегментов Керченско-Таманской зоны.

Молодые деформации Таманского сегмента исследованы на юго-западном берегу Динского залива Таманского полуострова [Гайдаленок и др., 2020]. Уточнен древнеэвксинский (конец раннего – начало среднего неоплейстоцена) возраст северного крыла Динской антиклинали, представленного изгибом слоев до 40–42°, и юго-восточного, где слои выполаживаются от 15–16° до почти горизонтального залегания. Впервые проведено палеомагнитное опробование разреза юго-восточного крыла, а в его основании найден рог оленя, датируемый ранним плейстоценом (гелазский - начало калабрийского яруса по Международной стратиграфической шкале). Выявленную складчатую деформацию в сглаженном виде повторяет установленный геоморфологическими методами изгиб поверхности свода, сложенный делювиальными суглинками и супесями верхов среднего и/или верхнего неоплейстоцена. На основе описанной и подобных ей деформаций в других частях Таманского п-ова сделан вывод об интенсивных складкообразовательных движениях на полуострове во второй половине неоплейстоцена.

На основе изучения Керченско-Таманского региона О.В. Гайдаленок успешно защитила в 2021 г. диссертацию «Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба», представленную на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

2.2 Большой Кавказ и Предкавказский прогиб

Работы в регионе направлены на изучение новейшей тектоники и истории развития горного сооружения Большого Кавказа путём изучения неоген-четвертичных моласс Предкавказского прогиба, их источников и путей сноса. Грубообломочные «верхние» молассы предгорных прогибов выступают индикатором новейших орогенных поднятий и источником данных об изменениях климата и ландшафтов. Молассы Северного Кавказа и Предкавказья недостаточно полно изучены и весьма приблизительно датированы ранее по ряду причин: 1) грубообломочный состав отложений и связанная с этим крайне слабая палинологическая, фаунистическая и палеомагнитная информативность; 2) отсутствие достаточного количества материала для радиоизотопных методов датирования; 3) слабая обнаженность и труднодоступность разрезов (особенно на Западном Кавказе и в Предкавказье).

При проведении наших исследований мы учитывали, что накопление валунно-галечных моласс может быть обусловлено двумя факторами: 1) увеличением энергии водотоков в результате поднятия источников сноса (водоразделов); 2) увеличением энергии водотоков в результате глубокого падения базиса эрозии. Учитывая изученную с высокой степенью детальности динамику Понто-Каспийских трансгрессивно-регрессивных циклов

неоген-квартера [Невесская и др., 2004; Янина, 2012; Свиточ, 2014], мы не использовали отложения, накопившиеся в эпохи значительных падений базиса эрозии, в качестве индикаторов горообразования.

Работы проводились в пределах двух модельных участков (А и Б на Рисунке 5), расположенных на стыке Предкавказья с высокогорными сегментами Большого Кавказа: А) в западном Предкавказье (республика Адыгея, Краснодарский Край) в пределах Адыгейского выступа – узлового блока на стыке высокогорного Западного (ЗК) и низкогорного Северо-Западного Кавказа (СЗК) с одной стороны, а также Западно- и Восточно-Кубанского прогибов – с другой; Б) в пределах Кусаро-Дивичинского предгорного прогиба (республика Дагестан, северный Азербайджан) на стыке Восточного Предкавказья, Восточного (ВК) и Юго-Восточного Кавказа (ЮВК).

Оба района расположены в зонах крупнейших поперечных нарушений Большого Кавказа, отделяющих высокогорья от низкогорий и ограничивающих распространение новейших отложений Предкавказского прогиба: Пшехско-Адлерской (А) и Самурской (Б).

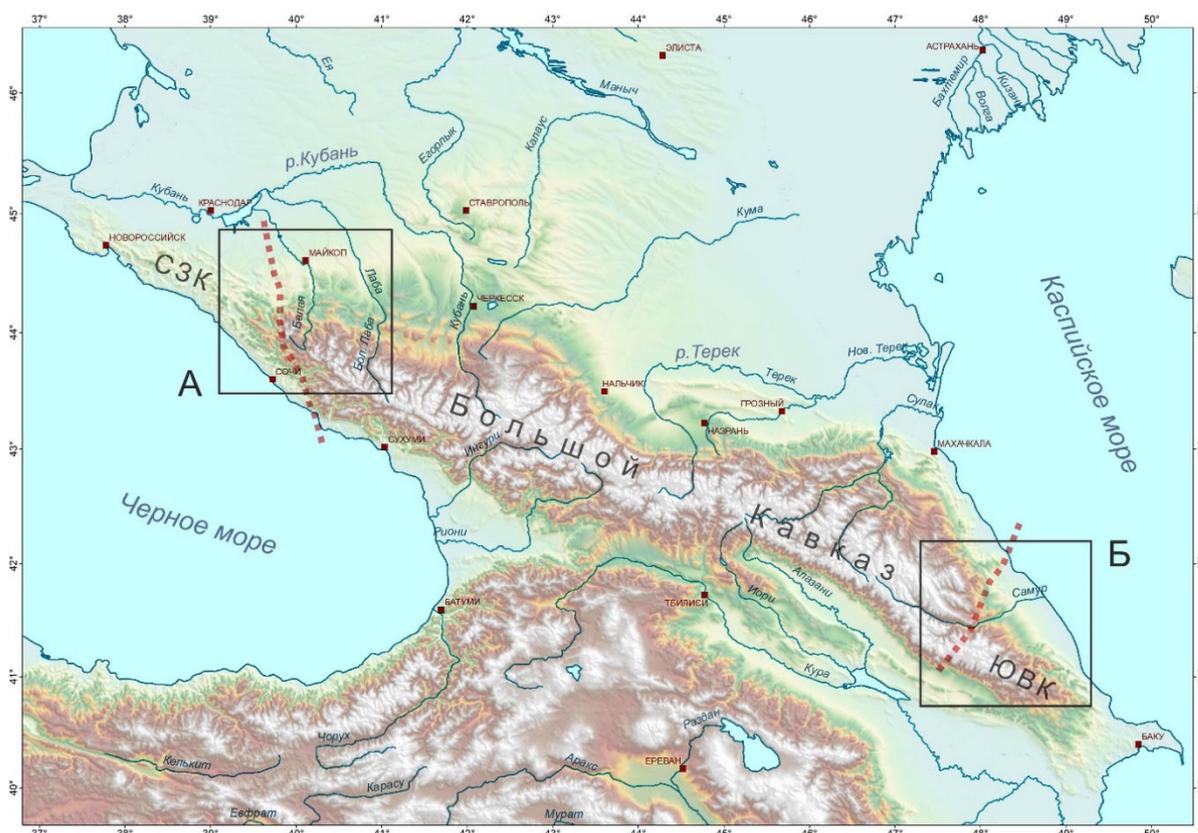


Рисунок 5. Восточный и Западный секторы исследований Большого Кавказа

2.2.1 Восточный сектор

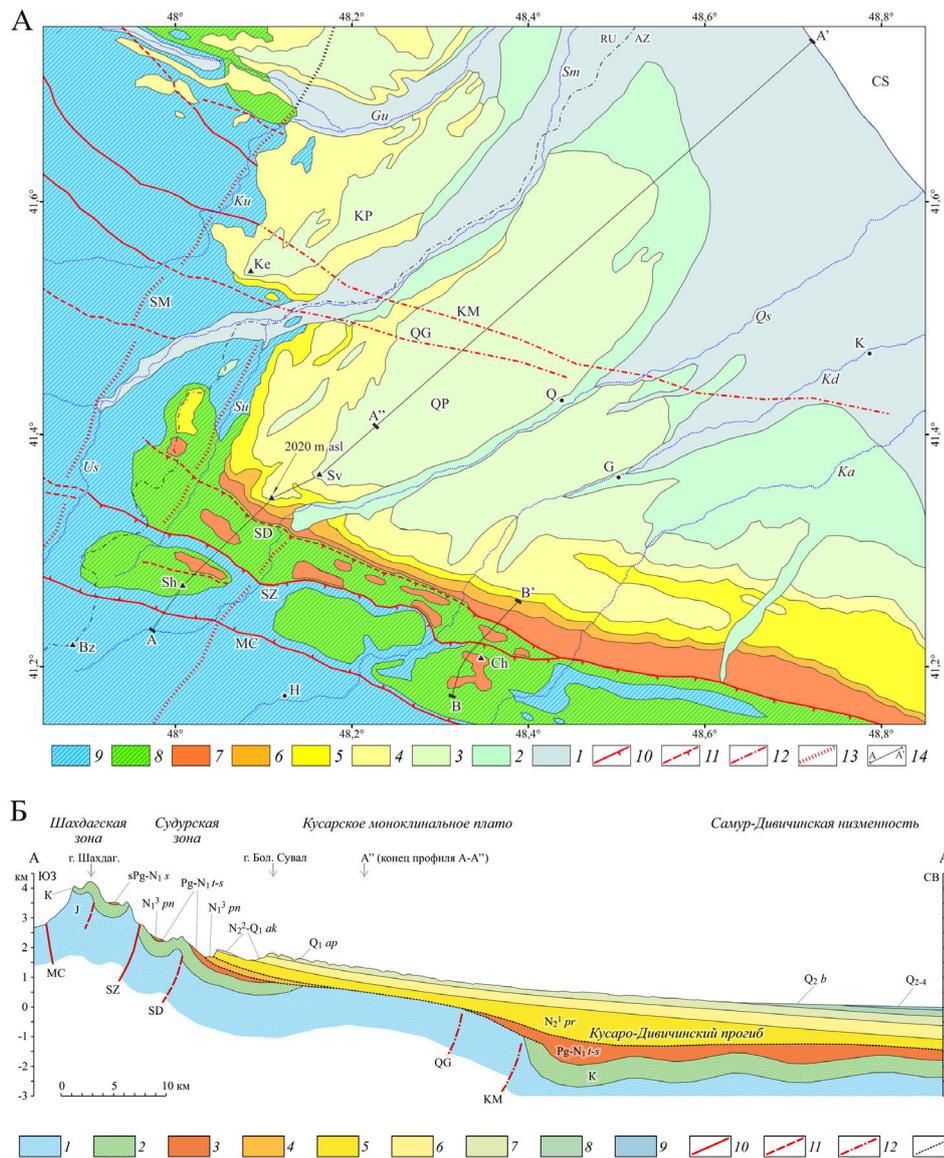
Исследования новейшего развития горной системы Большого Кавказа проводились нами на Шагдаг-Кусарском модельном участке в зоне сочленения Восточного и Юго-Восточного сегментов Большого Кавказа – районе, где высокогорные хребты Большого

Кавказа подходят максимально близко к побережью Каспийского моря (Рисунок 5). Здесь были выполнены работы по изучению новейшей тектоники и стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений, дающие возможность существенно омолодить возраст активной фазы кавказского орогенеза.

Морфоструктурный анализ позволил выявить активные на новейшем этапе рельефообразующие структуры ЮВК, изучить их кинематику, а также определить общий тип новейших движений. Фациальный анализ, палеомагнитное и фаунистическое датирование отложений Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба дали возможность восстановить историю новейшего развития этой части Большого Кавказа. В частности, нахождение морских отложений с акчагыльской малакофауной в высокогорье Кавказа на высотах до 2020 м позволило оценить амплитуду и скорости новейших движений непосредственно по высоте воздымания палео-поверхности морского осадконакопления, а не по косвенным данным о деформациях поверхностей выравнивания, или данным повторных нивелировок.

Установлено, что морское осадконакопление в осевой зоне ЮВК происходило вплоть до позднего сармата, а в меотисе-понте, по всей видимости, сменилось первыми орогенными поднятиями. Они концентрировались в осевой зоне (Гойтхско-Тфанской и Шагдаг-Хизинской зонах, разделенных разломами зоны Главного Кавказского надвига), ограниченной с севера Сиазанским взбросом (Рисунки 6, 7).

О невысоких скоростях поднятий свидетельствует песчано-глинистый, с небольшим участием конгломератов, характер осадков понтического морского бассейна, покрывавшего Судурскую и Кусаро-Келегскую зоны в опущенном крыле Сиазанского взброса. Большую мощность и грубый характер молассы продуктивной толщи, выполняющей моноклинали Кусаро-Келегского плато и Кусаро-Дивичинский прогиб, нельзя однозначно связать с поднятиями в области источника сноса. Скорее эти характеристики связаны с глубоким, до – 750 м [Свиточ, 2014] падением базиса эрозии во время балаханской регрессии. Рельеф Судурской и Кусаро-Келегской зон ЮВК был равнинным с многочисленными глубоко врезынными речными долинами, отвечающими низкому уровню воды в каспийских впадинах.



А 1–9 – отложения: 1 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен, 2 – средний плейстоцен (бакинский ярус), 3 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 4 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – нижний плиоцен (понт), 7 – палеоген и миоцен, 8 – мел, 9 – юра; 10–14 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время, 13 – поперечные флексурно-разломные зоны; 14 – линии структурно-геоморфологических профилей.

Буквами обозначены: QP – Кусарское плато, KP – Келегское плато, RU – Россия, AZ – Азербайджан; вершины: Bz – Базардюзю, Sh – Шахдаг, Ch – Черек, Sv – Большой Сувал, Ке – Келег; реки: Sm – Самур, Qs – Кусарчай, Kd – Кудиалчай, Ка – Карачай, Su – Судурчай, Us – Усучай, Ku – Курах, Gu – Гульгерычай; разломы: ZA – Занги, MC – Главный Кавказский, SZ – Сиазанский, SD – Судурский, QG – Кусар-Губинский (вскрыт бурением), KM – Хачмазский (вскрыт бурением), SM – Самурская поперечная зона разломов; населенные пункты: Q – Кусар, G – Губа, К – Хачмаз, Н – Хыналыг

Б. Поперечный структурно-геоморфологический профиль А–А' от Бокового хребта (гора Шахдаг) через Кусарское моноклиналиное плато до Каспийского моря. Составлен по Государственной геологической карте 1:200000, 1958, листы К39-19,25 (Государственная..., 1958). Профиль рельефа построен в программе Google Earth. 1–9 – отложения: 1 – юра, 2 – мел, 3 – палеоген и миоцен, 4 – нижний плиоцен (понт), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 7 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 8 – нижний плейстоцен (бакинский ярус), 9 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен; 10–12 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время; 13 – поверхности несогласий.

Рисунок 6. Новейшие отложения и структуры Юго-Восточного Кавказа.

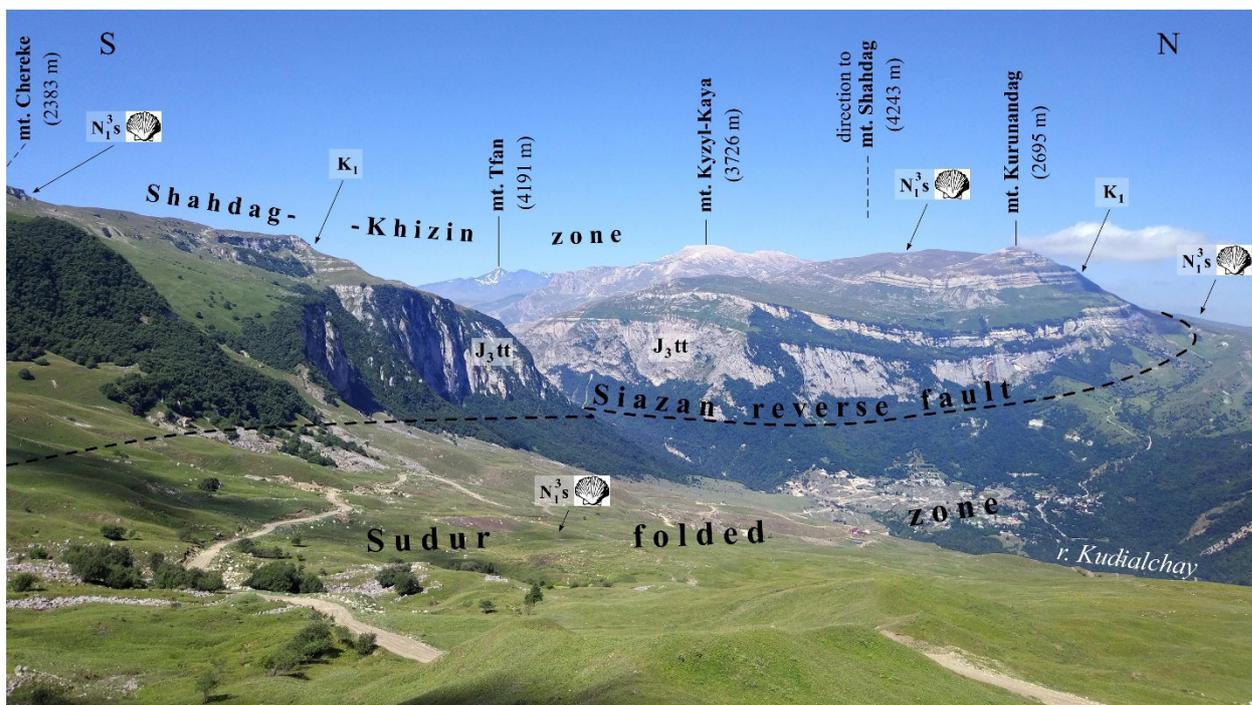
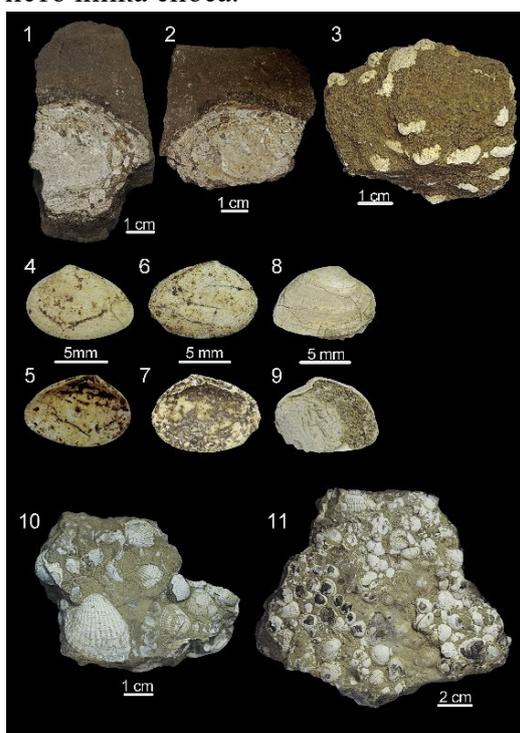


Рисунок 7. Зона Сиазанского взброса на границе Шахдаг-Хизинской и Судурской морфоструктурных зон.

Тонкообломочный характер осадков раннего акчагыла без следов косо́й слоистости, волновой ряби, видовой состав и экология акчагыльских морских моллюсков, бентоса и планктона свидетельствуют о сублиторальных условиях осадконакопления и о резком ослаблении в акчагыльское время эрозионной способности рек. Последнее в свою очередь указывает на поднятие базиса эрозии до + 100 м [Свиточ, 2014] в условиях относительного тектонического покоя и отсутствия высокогорного расчлененного рельефа в районе источника сноса.



- 1-2 – Unionidae indet, образец 23.2;
- 3 – образец 82.2 с *Aktschagylia subcaspia* (Andrusov, 1902);
- 4-7 – *Aktschagylia subcaspia* (Andrusov, 1902), образец 82.2;
- 8-9 – *Aktschagylia subcaspia* - *karabugasica* (транзитные формы между *A. subcaspia* and *A. karabugasica*), образец 140.1;
- 10 – образец 158.1 с *Cerastoderma dombra dombra* (Andrusov, 1902);
- 11 – ракушечная мостовая, образец 158.1 с *Cerastoderma dombra dombra* (Andrusov, 1902).

Рисунок 8. Эндемичные морские моллюски из акчагыльских отложений Кусарского плато (см. Рисунок 6):

Во время позднего, частично обратно намагниченного, акчагыла бассейн обмелел, однако, всё же покрывал современную территорию Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны. Соответственно, формирование описанных нами акчагыльских отложений происходило примерно на современном уровне мирового океана. Обнаружение на высотах до 2020 м (с возможностью реконструкции их поднятия до 2500 м) морских осадков с эндемичной каспийской малакофауной (Рисунок 8) делает их самыми высокоподнятыми четвертичными морскими осадками на Кавказе.

Анализ распространения акчагыльских отложений и строения речной сети показывает, что на протяжении акчагыльского времени вся территория современного Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны представляла собой морской залив треугольной формы, сформированный в опущенных крыльях Самурской поперечной зоны разломов и Сиазанского взброса. Залив вдавался на 50 км вглубь горной системы и подходил вплотную к Шахдаг-Хизинской складчатой зоне. Все реки как западной, так и южной части региона, впадали в этот залив и впоследствии, по мере отступления его береговой линии, развивали свои русла уже по кратчайшему пути к морю (Рисунок 6А).

Вышележащие отложения позднеапшеронского времени приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косо́й слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв. Они накапливались на поверхности Кусаро-Келегской предгорной равнины при уровне моря, близком к современному [Свиточ, 2014]. Это свидетельствует об огрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии.

Установлено крайне ограниченное распространение апшеронских отложений в поднятом крыле Самурской поперечной зоны разломов и сплошное площадное покрытие верхнеапшеронскими галечниками плоских водоразделов её опущенного Кусаро-Келегского крыла. Галечники залегают трансгрессивно и накапливались в виде предгорного шлейфа на поверхности плоской приморской низменности. Их мощности в пределах плато выдержаны как по падению, так и по простиранию толщи и составляют 150–230 м. Резко (до 1300 м) возрастают лишь мощности морского апшерона в основании Кусаро-Дивичинской низменности [Геология СССР, 1968]. Долины рек Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и их притоков крайне узки и врезаны в моноклиналь плато, т.е. сформировались явно позднее накопления верхнеапшеронских галечников. Таким образом, во время их накопления нынешнее Кусаро-Келегское плато представляло собой плоскую, пологонаклонную нерасчлененную аллювиально-пролювиальную приморскую равнину высотой до 200–300 м. н.у.м., аналогичную современной Самур-Дивичинской низменности. В верхнеапшеронское время это была региональная зона аккумуляции моласс, а слабые поднятия в эту эпоху происходили по-прежнему в осевой зоне горного сооружения.

Прорезание поверхности предгорной равнины и формирование врезов современных речных долин началось во время короткой Тюркянской регрессии Каспия в начале неоплейстоцена и продолжилось позднее, в Бакинское время, обусловленное уже резким возрастанием энергии рек в связи с некомпенсированными поднятиями в зоне источника сноса. Абразионные террасы тюркянского регрессивного бассейна обнаруживаются на глубинах около 200 м [Янина, 2012]. Бакинские террасы врезаны в поверхность Кусарского плато примерно на такую же глубину в его низкой части и углубляются относительно водоразделов вверх по течению рек, по мере поднятия плато.

Таким образом, можно утверждать, что поднятие акчагыльских морских осадков на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время ($\sim 1,8 - 0,8$ млн. л). Поднятие дна акчагыльского моря до высот 2500 м, вычисленных по реконструкции размывтой части разреза Кусарского плато, совпадающих с данными [Милановский, 1968], произошло за время с начала среднего плейстоцена, т.е. скорости поднятия в это время резко возросли.

Моноклираль Кусарского плато несогласно перекрывает структуры Кусаро-Дивичинского прогиба, и её кровля, формирующая поверхность плато, не испытала на новейшем этапе никаких отрицательных деформаций. Прогиб, как отрицательная морфоструктура, видимо, ещё существовал в балаханское время, но не затоплялся морем в силу крайне низкого уровня последнего. Отложения грубой молассы продуктивной толщи, имеющие максимальные (до 1 км) мощности в осевой зоне прогиба, полностью нивелировали его, и вышележащие осадки плиоцен-квартера отлагались уже субгоризонтально (Рисунок 6Б). Таким образом, никаких признаков развития Кусаро-Дивичинского прогиба в современном строении Кусарского моноклиального плато не проявляется. Это свидетельствует о прекращении развития прогиба в плиоцен-квартере и инверсии его тектонического режима за счет втягивания в новейшее поднятие ЮВК.

Активизация в плиоцен-квартере Самурской зоны привела к поперечному дроблению Кусаро-Дивичинского прогиба. В западном поднятом крыле новейшее складкообразование создало ряд антиклинальных хребтов на всей поверхности прогиба вплоть до каспийского побережья. В Шагдаг-Кусарском поперечном сегменте основное сжатие реализуется в поднятом крыле Сиазанского взброса в пределах Шагдаг-Хизинской зоны (Рисунок 7). Новейшая (четвертичная) складчатость проявилась только в узкой Судурской складчатой зоне, где отдельные антиклинальные хребты были подняты до высот более 3000 м. В опущенном Кусаро-Келегском крыле поперечное сжатие, видимо, демпфируется подвижками по Сиазанскому и Судурскому взбросам, за счет чего сформировались условия тектонической тени, и Кусаро-Келегская моноклираль не

испытала новейших пликативных или дизъюнктивных деформаций. Эти признаки, наряду с описанными выше неоднородными деформациями Шахдагского массива, дают нам основание предполагать масштабные взбросовые и праводвиговые смещения в Самурской поперечной зоне (Рисунки 6, 7).

Поскольку поверхность Кусаро-Келегского плато не нарушена новейшими дифференцированными движениями, мы приходим к выводу, что к его воздыманию на 2000–2500 м за период с начала среднего плейстоцена привело общее поднятие Кавказской горной страны. Этот процесс почти на 10 млн лет отстает от пика максимального сжатия и коллизии, пришедшегося, по многочисленным оценкам, на сарматскую эпоху [Khain et al., 2006; Kangarli et al., 2018 и др.]. Коллизионные деформации этой эпохи не привели к формированию высоких гор. Это явление ярко демонстрирует Северо-Западный Кавказ – зона полной линейной складчатости с развитым инверсионным, то есть не молодым, складчатым рельефом, не превышающим по средним высотам орогена низкогорных значений [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2019].

Причиной постколлизионных поднятий мы считаем воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии вследствие частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2012].

2.2.2 Западный сектор

В долинах рек Белая и Пшеха в пределах Адыгейского выступа представлен один из самых полных и непрерывных разрезов неоген-четвертичных отложений Предкавказского прогиба (Рисунок 5). Здесь нами исследованы «верхние» молассы, представленные отложениями блиновской, гавердовской и белореченской свит неоген-квартера.

Работы предшественников [Геология СССР, 1968; Белуженко, Бурова, 2000; Белуженко, 2004] и наши работы предыдущих лет [Tesakov et al., 2017] позволили установить позднесарматский возраст отложений блиновской свиты (разрезы «Туапсинский мост», «Гавердовский» по [Tesakov et al., 2017]). Они представлены песчано-глинистыми лагунными осадками тёплого солоновато-водного морского бассейна. Это самые молодые обнаженные морские осадки в пределах Адыгейского выступа.

Выше по разрезу залегают песчано-глинистые эстуарно-речные отложения Гавердовской свиты – первой порции континентальных осадков региона, накапливавшихся в условиях влажных субтропических лесных ландшафтов (разрезы «Туапсинский мост», «Гавердовский», «Волчья балка», по [Tesakov et al., 2017]). Нижнегавердовская подсвита, исследованная нами, была отнесена к меотису. Развитие подобных отложений в предгорном

прогибе свидетельствует о существовании в меотическое время кавказской суши, откуда шел снос тонкообломочного материала. Кроме этого, между осадками нижне- и верхнегавердовской подсвит, согласно данным бурения, залегают морские отложения понта мощностью до 50 м. Они распространяются с севера до широты ст. Ханской в пределах Адыгейского выступа и далее к югу истончаются и выклиниваются из разреза [Белуженко, 2004]. Это также подтверждает существование западно-кавказской суши в конце миоцена.

Работы 2020 – 2022 годов были посвящены изучению стратиграфии, литологии и датированию отложений наиболее молодой белореченской свиты, выделенной [Белуженко, 2004]. Данные отложения были недостаточно полно изучены и весьма приблизительно датированы по ряду причин: 1) грубость и крайне слабая палинологическая и фаунистическая информативность отложений; 2) отсутствие достаточного количества материала для палеомагнитного датирования и слабый магнитный сигнал отложений; 3) полное отсутствие материала для радиоизотопного датирования; 4) крайняя труднодоступность разрезов: все естественные обнажения белореченской свиты находятся на высоких отвесных обрывах террас рек Белой и Пшехи.

В задачи работ входили: фациальный анализ отложений, анализ галек для определения источников сноса моласс, палеомагнитное, спорово-пыльцевое, фаунистическое опробование, поиск материалов для радиоизотопных датировок. Успеху работ 2020 – 2022 годов послужили: 1) применение альпинистской техники для работ на вертикальных разрезах; 2) возможность использования высокочувствительного криогенного (SQUID) магнитометра ИФЗ РАН, способного получить четкий магнитный сигнал из слабомагнитных пород белореченской свиты; 3) крайне низкий уровень воды в реках Белой и Пшеха и вскрытие ранее недоступных фауноносных пластов белореченской свиты.

Отдельной задачей 2022 года был поставлен отбор проб для выделения и датирования детритовых цирконов. Пробы были отобраны из интрузивных массивов Главного хребта в верховьях Белой, Пшехи и их притоков. Кроме этого были опробованы пески и песчаники гавердовской и белореченской свит. Находки в отложениях этих свит цирконов с возрастом, аналогичным таковому для образцов из осевой зоны горного сооружения, позволят в перспективе установить время появления кавказских цирконов в разрезах предгорного прогиба. Это, в свою очередь, послужит дополнительным инструментом для определения времени начала поднятий и размыва источников сноса моласс в осевой зоне горного сооружения.

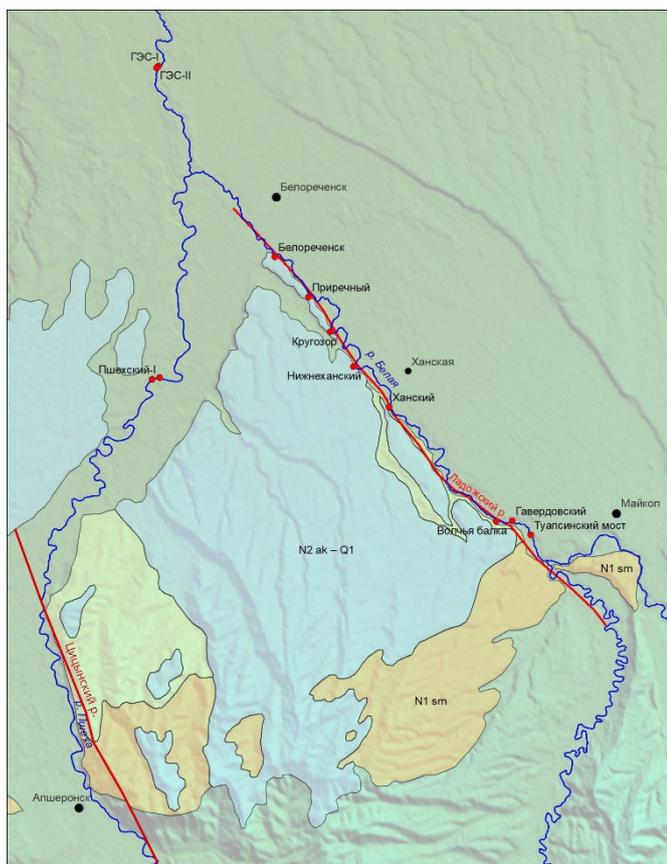


Рисунок 9. Схема района работ в пределах Адыгейского выступа.

Исследовано девять опорных разрезов Белореченской свиты в долинах рек Белая и Пшеха (Рисунок 9): Шпиль (Ханский), Веселый, Кругозор, Приречный, Пшехский I и II, Белореченский, Белореченской ГЭС – I и II.

Установлено, что отложения белореченской свиты с угловым несогласием перекрывают осадки гавердовской свиты и падают почти под одним углом с уклоном русла реки Белой. Во всех исследованных нами разрезах были выделены три главных члена, повсеместно залегающие друг на друге с эрозионными несогласиями и отличающиеся литологически. Они были выделены нами в качестве ниже-, средне- и верхнебелореченской подсвит.

Нижнебелореченская подсвита повсеместно представлена горизонтально слоистыми тонкозернистыми отложениями с карбонатным цементом: глинами, глинистыми алевритами и тонкозернистыми песками с карбонатными стяжениями (Рисунок 10). В разрезах Кругозор, Веселый, Пшехский и Белореченск в толщах глин и алевритов с распространены линзы и прослои галечных конгломератов с косою слоистостью дельтового облика: слои и линзы падают вниз по падению всей толщи и падению современных рек Белой и Пшехи (Рисунок 10). Лишь в разрезе Шпиль (станция Ханская, Адыгея), в основании подсвиты описаны базальные галечники.

В разрезах Белореченск и Пшехский на ограниченной площади с поверхности мощного пласта глинистых алевроитов (А на Рисунке 10), вскрывшегося на осушенном дне р. Белой и Пшехи, собрана богатая коллекция фауны позвоночных раннего Виллафранка с представителями семейств оленевых (*Arvenoceros sp.*, *Carpeolus sp.*, *Pliocervus sp.*), слоновых (*Archidiskodon ex. gr. rumanus-gromovi*), носороговых (*Stephanorhinus sp.*), бобровых (*Trogontherium cf. Minus*), слепышовых (*Spalax cf. Minor*), медвежьих (*Ursus cf. Etruscus*), а также сухопутных черепах и скрытожаберников (*гигантские саламандры*). Подобная концентрация фоссилий на ограниченной площади объясняется нами их выносом Палеобелой и Палеопшехой и аккумуляцией в их дельтах.

Отложения нижебелореченской подсвиты характеризуются сплошной прямой намагниченностью с двумя эпизодами обратной полярности в средней части разреза подсвиты, отмечающимися сразу в трёх её разрезах. Фаунистический комплекс отвечает эпохе плиоценового климатического оптимума с тёплым засушливым климатом, чем и может быть объяснена повышенная карбонатизация основной части разреза подсвиты.

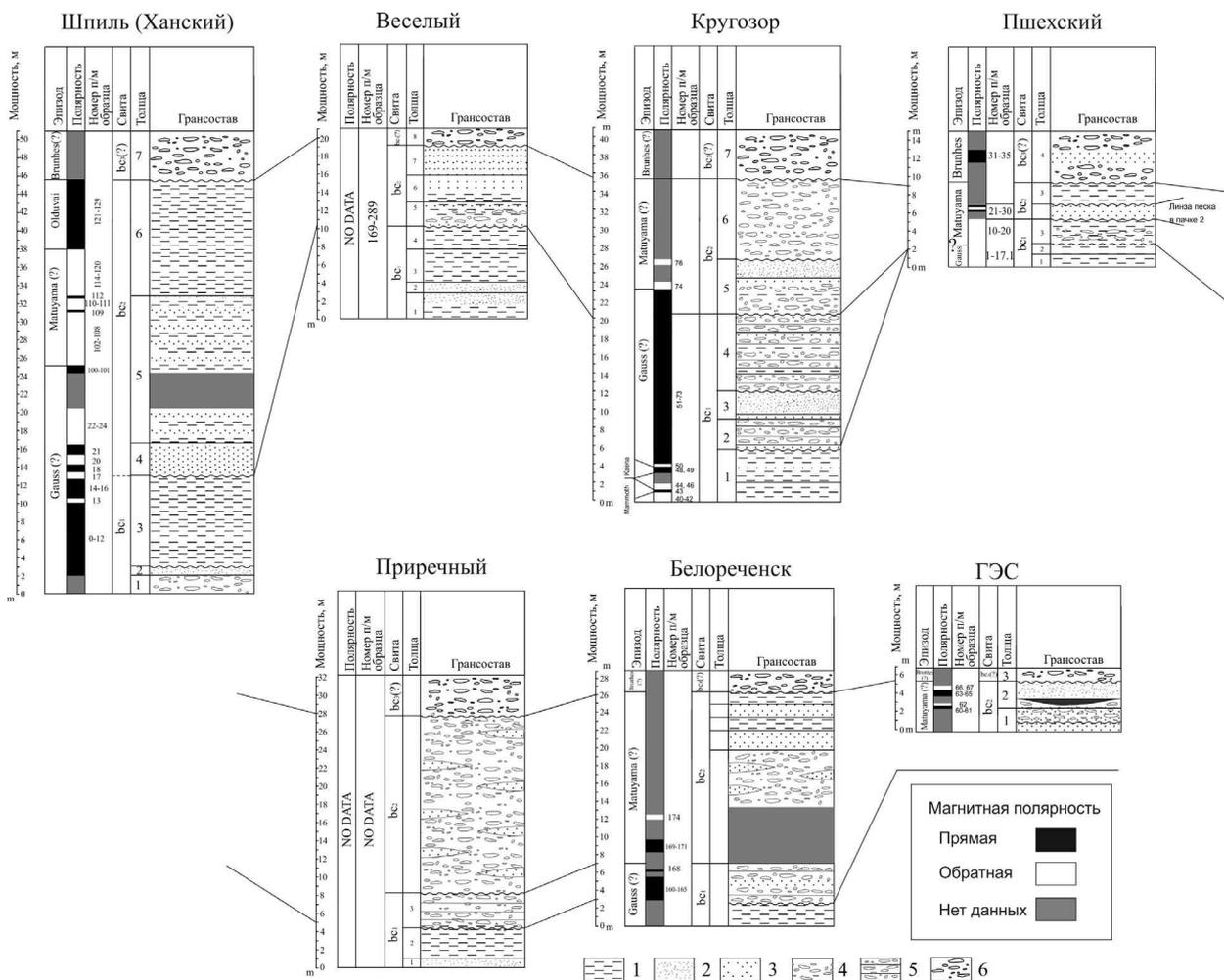
Основание нижебелореченской подсвиты вскрыто лишь в разрезе Шпиль (ст. Ханская, р-ка Адыгея) и представлено мощной (до 5 м) толщей галечников, лишенных карбонатной цементации, над которыми залегают положительно намагниченные глинистые алевроиты. Данные алевроиты – единственные в разрезах белореченской свиты, откуда удалось получить спорово-пыльцевые данные. В пыльцевом спектре доминирует пыльца голосеменных растений (81%), в основном сосны. Присутствуют зерна *Cathaya*, *Picea*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Abies*, *Taxodiaceae*. Широколиственные породы представлены единичной пыльцой *Fagaceae*, *Carya*, *Liquidambar*. Количество пыльцы трав и спор папоротников не превышает 5% от общего состава спектра (*Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Polypodiaceae*). Состав спектра отражает доминирование сосновых лесов в условиях прохладного и влажного климата, что согласуется с отсутствием карбонатного цемента в нижней части подсвиты. Можно предположить, что возраст отложений основания разреза Шпиль раннеплиоценовый и может коррелироваться с верхнекиммерийскими спектрами описанными в Западной Грузии [Shatilova et al., 2011]. При этом, отсутствие в основании белореченской свиты магнитохрона обратной полярности (Разрез «Шпиль» на Рисунке 11), характерного для эпохи Гильберт, свидетельствует о начале её накопления в позднем киммерии в условиях прохладного влажного климата. Сумма приведенных данных позволяет датировать нижебелореченскую подсвиту в интервале 3,6 – 2,7 млн. л. (эпоха Гаусс с эпизодами Кайена и Маммот), что соответствует границе киммерий-акчагыл и раннему акчагылу



А - пачка глинистых алевритов с карбонатной цементацией (основной фауноносный горизонт белореченской свиты); В - галечные конгломераты с косой слоистостью дельтового облика. Синяя стрелка показывает направление течения р. Белой.

Рисунок 10. Обнажение нижебелореченской подсвиты в основании разреза «Белореченск».

Таким образом, тонкообломочный характер отложений нижебелореченской подсвиты, выдержанная мощность и параллельность их слоёв, широкое площадное распространение (сотни км²) вне какой-либо выраженной впадины, наличие дельтовых серий, свидетельствуют о том, что они сформировались в крупном бассейне с аридным типом седиментогенеза, куда открывались устья кавказских палеодолин. Отложения подсвиты преимущественно имеют раннеакчагыльский (раннекуяльницкий) возраст, а в 70 км к северо-западу на сходных высотах распространены типичные куяльницкие морские осадки [Геология СССР, 1968]. Сумма приведенных данных позволяет считать, что отложения нижебелореченской подсвиты имеют лиманно-дельтовое происхождение и накапливались в пределах низменной аккумулятивной равнины с многочисленными блуждающими дельтами рек, подобной современной Кубано-Приазовской низменности и испытывавшей периодические ингрессии солоноватоводного куяльницкого бассейна. За прошедшие 3 млн. лет данная равнина на фоне продолжающейся аккумуляции была поднята всего на 100 метров до современных высот, что свидетельствует о продолжающемся развитии Западно-Кубанского прогиба.



1 – глины, 2 – алевриты, 3 – пески, 4 – галечники, 5 – галечные конгломераты, 6 – галечники-валунники.

Рисунок 11. Схема корреляции изученных разрезов белореченской свиты в пределах Адыгейского выступа.

Выше во всех описанных нами разрезах белореченской свиты с размывом залегают отложения без признаков цементации, представленные косослоистыми серыми и охристыми песками, галечниками с прослоями глин и алевритов. Толща названа нами среднебелореченской подсвитой и имеет суммарную мощность в сводном разрезе свиты в 20 – 25 м. Отложения носят характер озёрно-аллювиальных и имеют преимущественно обратную магнитную полярность с редкими прямо намагниченными эпизодами.

Спорово-пыльцевой анализ проб из данной толщи результата не дал. Фаунистический комплекс, представленный семействами слоновых (*Mammuthus sp.*), носороговых (*Stephanorhinus sp.*), оленевых (*Cervidae gen.*), а также сухопутными черепахами (*Testudo sp.*) по заключению В.В. Титова (ЮНЦ РАН) и А.С. Тесакова (ГИН РАН) относится к калабрию-июнию, т.е. верхам раннего – низам среднего плейстоцена, однако преобладание обратной полярности говорит скорее только о калабрийском (апшеронском возрасте) среднебелореченской подсвиты.

В верхней части всех исследованных разрезов с размывом залегают коричнево-бурая галечно-валунная толща мощностью до 7 – 10 м, названная нами верхнебелореченской

подсвитой. Палеонтологических остатков в ней обнаружено не было, однако из редких песчаных линз получены палеомагнитные образцы. Их прямая полярность в сочетании со стратиграфической позицией толщи и её общим обликом позволяют считать её подгорным шлейфом и относить к одной из стадий дегляциации среднего плейстоцена.

Таким образом, белореченская свита представлена тремя подсвитами, отвечающими трём основным этапам накопления грубых моласс Западно-Кубанского прогиба в плиоцен-квартере. Галечники в её основании – первая, стратиграфически наиболее низкая, порция грубых моласс прогиба. В отложениях нижележащих гавердовской и блиновской свит галечники или гравийники не были обнаружены ни нами [Tesakov, 2017], ни работами [Белуженко, Бурова, 2000; Белуженко, 2004].

В пределах Западно-Кубанского прогиба галечные отложения белореченской свиты (верхнебелореченской подсвиты в нашем понимании) были также описаны [Вангенгейм и др., 1990; Белуженко, 2004] в долине р. Псекупс, истоки которой стекают с водоразделов СЗК, не превышающих на данный момент 1 км. Соответственно, на момент формирования галечников (средний плейстоцен) поднятия СЗК не могли превышать и полукилометра. Стало быть, энергии водотоков, стекающих с холмогорий СЗК было достаточно для формирования грубых моласс. При учете того, что климат, а, соответственно, и скорость эрозии на СЗК и ЗК не отличаются сейчас и не могли отличаться в прошлом, следует заключить, что до появления галечников в основании белореченской свиты на рубеже киммерия – акчагыла в осевой зоне ЗК в верховьях Белой преобладал равнинный (не превышающий 500 м) рельеф.

2.2.3 Хронология новейшего развития орогена Большого Кавказа

Первые новейшие поднятия ЮВК и ЗК начались не ранее верхнего сармата и концентрировались в осевой зоне горного сооружения, не превышая равнинных – низкогорных значений. Зона северного крыла горного сооружения и предгорных прогибов располагалась на низменных высотах и неоднократно затоплялась морем вплоть до акчагыла на западе и апшерона – на востоке Предкавказья.

Накопление грубой молассы в Кусаро-Дивичинском прогибе началось в занклии (киммерии), однако на этом этапе не может считаться индикатором активного орогенеза, поскольку совпадает по времени с глубокой (до –750 м) балаханской регрессией Каспийского моря. Первой порцией грубой молассы, отвечающей началу активного поднятия ВК и ЮВК, являются апшеронские галечники. Поднятие акчагыльских морских осадков на северном склоне ЮВК на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время (1,8 – 0,8 млн. л), а до высот 2500 м – за время с начала

среднего плейстоцена. В результате этого Кусаро-Дивичинский прогиб прекратил своё развитие и подвергся инверсии тектонического режима, был втянут в поднятия ЮВК и подвержен поперечному дроблению взбросовыми и сдвиговыми деформациями.

Накопление грубой молассы Западно-Кубанского прогиба началось не ранее границы занклия-пьяченция (3,6 млн. л). Черноморский базис эрозии, в отличие от Каспийского, не испытывал резких и глубоких опусканий на протяжении плиоцен-квартера, и накопление этих отложений является результатом увеличения уклонов и энергии рек за счёт активизации орогенных поднятий водоразделов. При этом Западно-Кубанский прогиб за это время почти не претерпел поднятий и продолжает своё развитие как зона аккумуляции моласс.

Минимальная скорость поднятий ЮВК за последние 1,8 млн лет от нижней границы калабрия (апшерона) составляет: 1,4 мм/год для северного склона; 2,5 мм/год для осевой зоны (г. Базардюзю, 4466 м.) в бассейне Самура и Кусарчая. В среднем плейстоцене – голоцене в зоне северного склона ЮВК происходит резкое ускорение поднятий до 2,5 мм/год, а в осевой зоне, вероятно, ещё выше.

Минимальная скорость поднятий осевой зоны ЗК (г. Цахвоа, 3345 м.) в бассейне р. Белой составляет 0,93 мм/год за последние 3,6 млн лет от начала накопления грубой молассы на рубеже занклия – пьяченция. Данные значения существенно занижены, поскольку расчеты не учитывают объём эродированного материала, а скорость размыва в условиях влажного климата ЗК, при этом, существенно превосходит таковую для ЮВК. Несмотря на это очевидно, что ЗК начал подниматься раньше, но с меньшими скоростями по сравнению с ВК и ЮВК. Максимальные высоты СЗК – аналогичного ЮВК краевого сегмента Большого Кавказа вообще не превышают низкогорных-среднегорных значений.

К воздыманию ЗК минимум на 2800 – 3000 м за 3,6 млн. л. и ЮВК минимум на 3900 – 4000 м за 1,8 млн. л. привело, главным образом, общее поднятие Кавказской горной страны, а не дифференцированные складчато-разрывные движения. Соответственно, процесс орогенных поднятий ЗК на 8 млн. л., а ВК – почти на 10 млн.л., отстает от сарматского пика максимального сжатия и коллизии. Коллизионные деформации этой эпохи не привели к формированию высоких гор. Причиной плиоцен-четвертичных постколлизионных поднятий Большого Кавказа мы считаем описанное В.Г. Трифоновым и соавторами воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс [Трифонов и др., 2012].

2.3 Армянское нагорье

2.3.1 Ширакская впадина

Исследованы отложения турецкой части Ширакской новейшей впадины и расположенной непосредственно к западу от нее Сусузской впадины (Рисунок 12) с применением методов структурной геологии, геологической и геоморфологической корреляции, палеонтологии, магнито-стратиграфии и археологии [Trifonov et al., 2020; Simakova et al., 2021]. Впервые были сопоставлены плиоцен-четвертичные отложения западной и восточной частей Ширакской впадины. Проведенные работы были дополнены материалами, ранее полученными по армянской части Ширакской впадины. На западе осадочный чехол впадины состоит из четырех подразделений: нижнеакчагыльских (пьяченций) отложений, морских и выше, возможно, озерных, а также карахачской, анийской и арапийской озерно-аллювиальных свит (Рисунок 13). Верхнеплиоценовый возраст первого из этих подразделений доказывается в разрезе Демиркент его нормальной намагниченностью и находками солоновато-водных диноцист акчагыльского облика. Среди них присутствуют формы, верхний возрастной предел распространения которых находится вблизи границы плиоцена и плейстоцена. Диноцисты были найдены в нижней части разреза мощностью 20–25 м. Вверх по разрезу количество диноцист убывает одновременно с возрастанием содержания пресноводных водорослей, и выше диноцисты исчезают из разреза, что свидетельствует об опреснении бассейна.

Возраст карахачской свиты оценивается в 1.9–1.7 млн лет на основе сходства геоморфологического положения и состава отложений с датированными разрезами на территории Армении, а также нормальной намагниченности и находки раннепалеолитического артефакта. Датирование аналогов анийской свиты калабрием и арапийской свиты нижней частью среднего плейстоцена сделано на основе находок характерной ассоциации моллюсков и мелких млекопитающих.

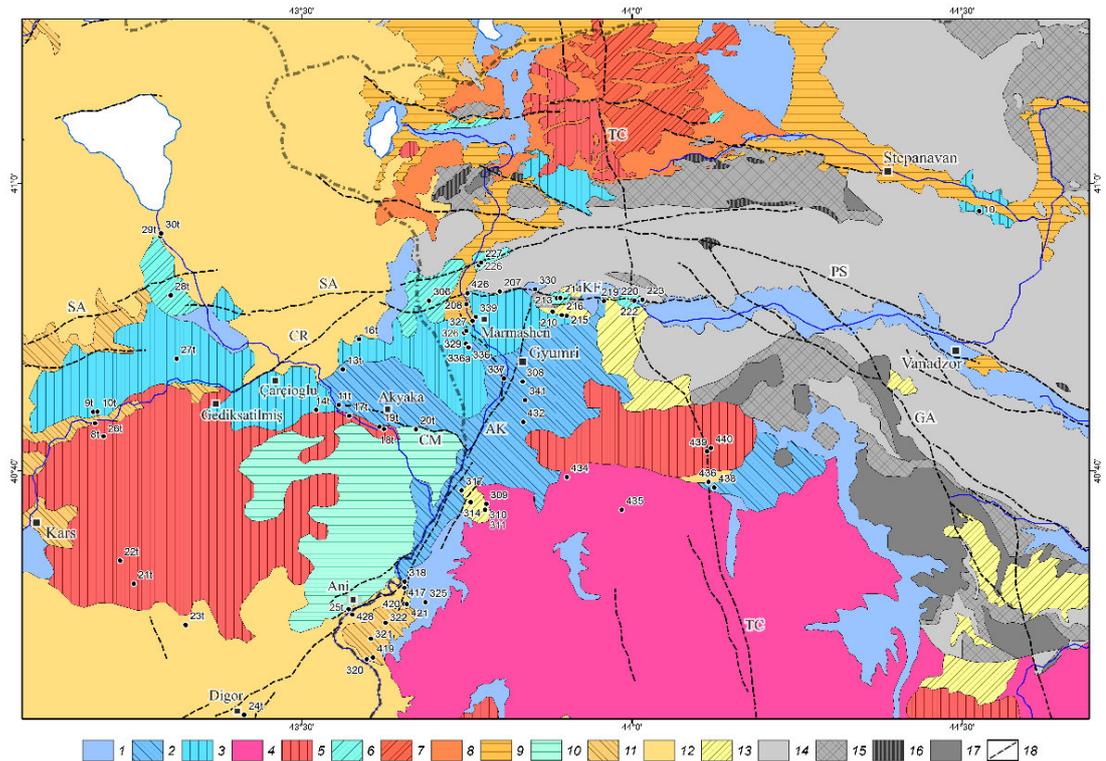


Рисунок 12. Геологическая карта Ширакской впадины и ее обрамления с главными пунктами наблюдений (1) верхний плейстоцен – голоцен; (2) арапийская свита, нижняя часть среднего плейстоцена; (3) анийская свита Ширакской и Сусузской впадин, калабрийские отложения и куртанская свита Лорийской и Верхнеахурянской впадин, калабрий и низы среднего плейстоцена; (4) вулканические породы Арагацкого центра (1.0–0.4 млн лет); (5) вулканические породы нижнего и низов среднего плейстоцена, включая породы вулканов Мец-Шараилер (~0.9–0.5 млн лет), Араилер и Артени (~1.35–1.0 млн лет) и свиты V андезитов и трахиандезитов Джавахетского хребта (~1.7 млн лет); (6) карахачская свита (1.9–1.7 млн лет); (7) дациты свиты IV Джавахетского нагорья (~1.8–2.0 млн лет); (8) андезиты и трахиандезиты свиты III Джавахетского нагорья (~1.8–2.0 млн лет); (9) основные лавы свиты II Джавахетского нагорья (~2.0–2.5 млн лет); (10) верхний плиоцен (нижний акчагыл); (11) верхнемиоцен-нижнеплиоценовые лавы и верхнеплиоценовые туфы; (12) вулканические породы от основного до кислого состава плиоцена и, возможно, верхов мессиния, а также лавы нагорий Акбаба и Кисир, которые могут быть нижнеплейстоценовыми; (13) палеоген (преимущественно эоцен); (14) мел; (15) юра; (16) мезозойские офиолиты и ультрабазиты; (17) палеозой и докембрий; (18) разломы и флексурные зоны: (AK) Ахурянский разлом, (CM) флексурно-разломная зона Джамушлу, (CR) флексурно-разломная зона Джарджиоглу, (GA) Гарнийский разлом, (KF) Капская флексурно-разломная зона, (PS) Памбак-Севан-Сюникская зона разломов, (SA) Сарыкамышская зона разломов, (TC) Транскавказская флексурно-разломная зона.

A		M	Lithology
Средний плейстоцен		Арапийская свита	
Калабрий		Алийская свита	
Верхний гелазий - нижний калабрий		Карахачская свита	
Пьяченский ярус		Нижний акчагыл	

Рисунок 13. Сводная стратиграфическая колонка западного борта Ширакской впадины

Уровень акчагыльского солончато-водного бассейна на границе плиоцена и квартера (2.58 млн лет назад) был близок к современному уровню мирового океана или превышал его не более, чем на 40–50 м. Современная высота кровли нижнеакчагыльских отложений в Демиркентском разрезе – 1565 м, а слои с диноцистами находятся на высоте 1510–1530 м. Это определяет среднюю скорость четвертичного поднятия Армянского нагорья в ~0.6 мм/год. Ширакская впадина ограничена и нарушена разломами и флексурно-разломными зонами. Из-за смещения по разломным зонам Джамышлу и Ахурянской север Ширакской впадины опущен относительно разреза Демиркент на 130–165 м. Движения по флексурно-разломной зоне Джарджиоглу, разделяющей Сусузскую и Ширакскую впадины, обусловили превышение высоты кровли алийской свиты в Сусузской впадине на 100–120 м относительно ее положения в соседней части Ширакской впадины. Судя по положению кровли карахачской свиты, северо-западный борт Сусузской впадины поднят относительно ее днища по Сарыкамьшской зоне разломов. Таким образом, на общее четвертичное поднятие региона накладываются результаты локальных тектонических движений. Из-за них средняя скорость поднятия варьирует в пределах 0.6 ± 0.1 мм/год. Наши предшествовавшие исследования показали, что севернее Ширакской впадины, в Верхнеахурянской и Лорийской впадинах и в долине р. Дебед, скорость поднятия в течение последних 0.65–0.6 млн лет достигала примерно 1 мм/год, а соседние с этими впадинами Базумский и Джавахетский хребты поднимались еще быстрее. Это дает основание предполагать, что поднятие региона ускорилось в последние 0.65–0.6 млн лет, т.е. с середины среднего плейстоцена.

На востоке Ширакской впадины охарактеризован ленинканский (гюмринский) игнимбрит, извергнутый на территорию Ширакской впадины и ее северо-восточного обрамления сразу после накопления арапийской свиты [Шалаева

и др., 2020]. Согласно полученным геологическим и геохимическим данным, игнимбрит является продуктом одноактного извержения вулкана Арагац. К-Ar определения, сделанные в ИГЕМ РАН, датировали игнимбрит возрастом 0.65–0.70 млн лет. Выполненное петрографическое и геохимическое изучение игнимбрита позволяет отнести его к полю трахитов–трахидацитов. Трахитовый геохимический аналог игнимбрита описали И.В. Чернышев и его соавторы [2002] в привершинной части Арагаца и датировали его возрастом 0.68 ± 0.07 млн лет, отнеся к концу III фазы четвертичной активности Арагаца. Мощности игнимбритового покрова составляют 1–4.5 м. Лишь в одном месте возле с. Вагранберд зафиксирована мощность игнимбрита 20–30 м, вероятно, приуроченная к эрозионному понижению того времени. Площадь распространения игнимбрита оценена в 250 км^2 , а его объем – в 1.24 км^3 , что соответствует индексу эксплозивности $VEI = 5$.

2.3.2 Эрзрумская впадина

Эрзрумская впадина возникла не позднее позднего миоцена между двумя мезозойскими офиолитовыми зонами, продолжающимися на восток сутуру Измир–Анкара–Эрзинджан. В позднем миоцене и плиоцене впадина заполнялась тонкообломочными терригенными и карбонатными осадками озерно-лагунного типа. На западе впадины нами обнаружена серия осадков, соответствующих верхней части разреза впадины и представляющих отложения дельты гилбертового типа (Рисунок 14). Образование этого типа найдено в Восточной Турции впервые. Дельта состоит из 11 клиновидных тел (форсетов), сложенных глиной, алевроитом, песком и гравием. Каждое более молодое тело отлагалось перед фронтом предыдущего, обозначая разные фазы развития дельты. Слои клиновидных тел наклонены под углами от 5° до 35° в восточных румбах. Некоторые форсеты испытали деформации на стадии неконсолидированного осадка (soft sediment deformation). Отложения дельты датированы поздним плиоценом на основании найденных остатков мелких млекопитающих и моллюсков, результатов палинологического и магнито-стратиграфического анализов. Эродированная поверхность дельты перекрыта аллювиальными галечниками, датированными ранним плейстоценом на основании археологических находок.

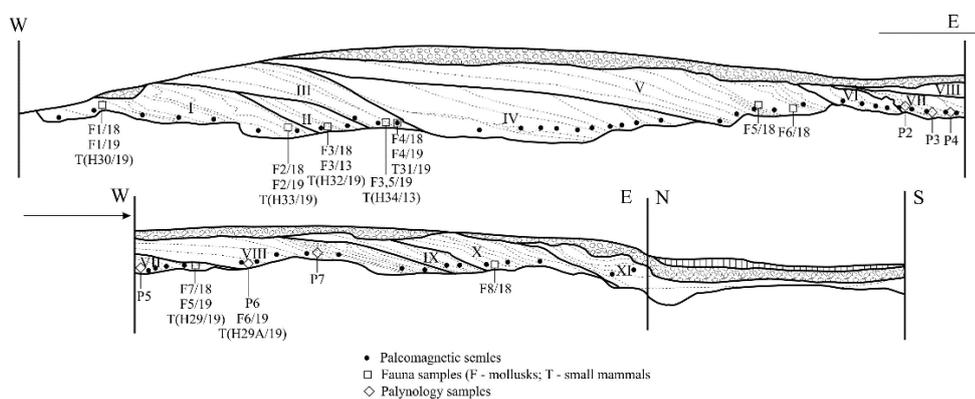


Рисунок 14. Разрез плиоценовой дельты на западе Эрзрумской впадины. Нижняя часть рисунка продолжает верхнюю часть на восток

Эрзрумская впадина является самым западным образованием в ряду межгорных впадин и продолжается на восток впадинами Пасинлерской и Хорасанской, которые дренируются рекой Аракс и ее притоками. Вероятно, в позднем плиоцене долина Палео-Аракса распространялась дальше на запад, и описываемая дельта возникла в том месте, где Палео-Аракс впадал с запада в бассейн Эрзрумской впадины. В раннем плейстоцене отложения дельты были перекрыты грубым аллювием после того, как Эрзрумская впадина была тектонически изолирована от речной системы Аракса. В конце раннего или начале среднего плейстоцена истоки Палео-Аракса были перехвачены верховьями р. Евфрат, который сейчас дренирует Эрзрумскую впадину.

Верхнемиоцен-плиоценовые отложения Эрзрумской, Пасинлерской и Хорасанской впадин сходны и накапливались в едином бассейне седиментации. Поэтому можно допустить, что слои верхов верхнего плиоцена, содержащие акчагыльскую морскую биоту и обнаруженные в Хорасанской впадине, распространялись в Эрзрумскую впадину. В пользу этого свидетельствует тот факт, что среди найденных в отложениях дельты моллюсков наряду с сугубо пресноводными присутствуют эвригалинные формы, которые могли существовать в солоновато-водных условиях. Однако предположение о том, что истоки р. Евфрат и Эрзрумская впадина были тем каналом, по которому биота открытого моря проникла в акчагыльский бассейн, крайне маловероятна по двум причинам. Во-первых, Эрзрумский водоем ограничивался описываемой дельтой реки, впадавшей в него с запада. Во-вторых, верховья Евфрата проникли в Эрзрумскую впадину после завершения акчагыльского этапа седиментации.

2.3.3 Севанская впадина

На основе обобщения опубликованных данных и полевых исследований, проведенных в разное время Е.А. Шалаевой, В.Г. Трифоновым, Я.И. Трихунковым, С.А. Соколовым, совместно с сотрудниками Лаборатории четвертичных отложений ГИН РАН

А.Н. Симаковой и П.Д. Фроловым и Института геологических наук НАН Армении А.В. Авагяном и Л.В. Саакян, Севанская впадина начала развиваться не позднее плиоцена, параллельно с ростом Малого Кавказа и поднятием Армянского нагорья. Величина прогибания впадины за этот период составила 550–650 м. Ее обособление связано с крупными разломными зонами и, вероятно, вулканизмом, развитым на южном и юго-западном обрамлении впадины. Формирование впадины связано, в числе прочих факторов, с развитием Севанской миндалевидной структуры, ограниченной правосдвиговой Памбак-Севан-Сюникской зоной разломов на северо-востоке и Гарнийской и Арпа-Зангезурской зонами на юге и юго-западе. Внутри миндалевидной структуры сформировались тектонические структуры меньшего порядка (Рисунок 15) – прогиб пулл-апарт Малого Севана; Гегамская миндалевидная структура, ограниченная зонами разломов, Гаварагетской на СВ и Спитаксарской на ЮЗ (в обеих зонах правосдвиговое смещение сочетается со сбросовым на участках ССЗ простирания и со взбросовым на участках ЗСЗ–ВЮВ простирания), Гаварский горст между Гаварагетской и Норатус-Конагехской сбросовой зонами.

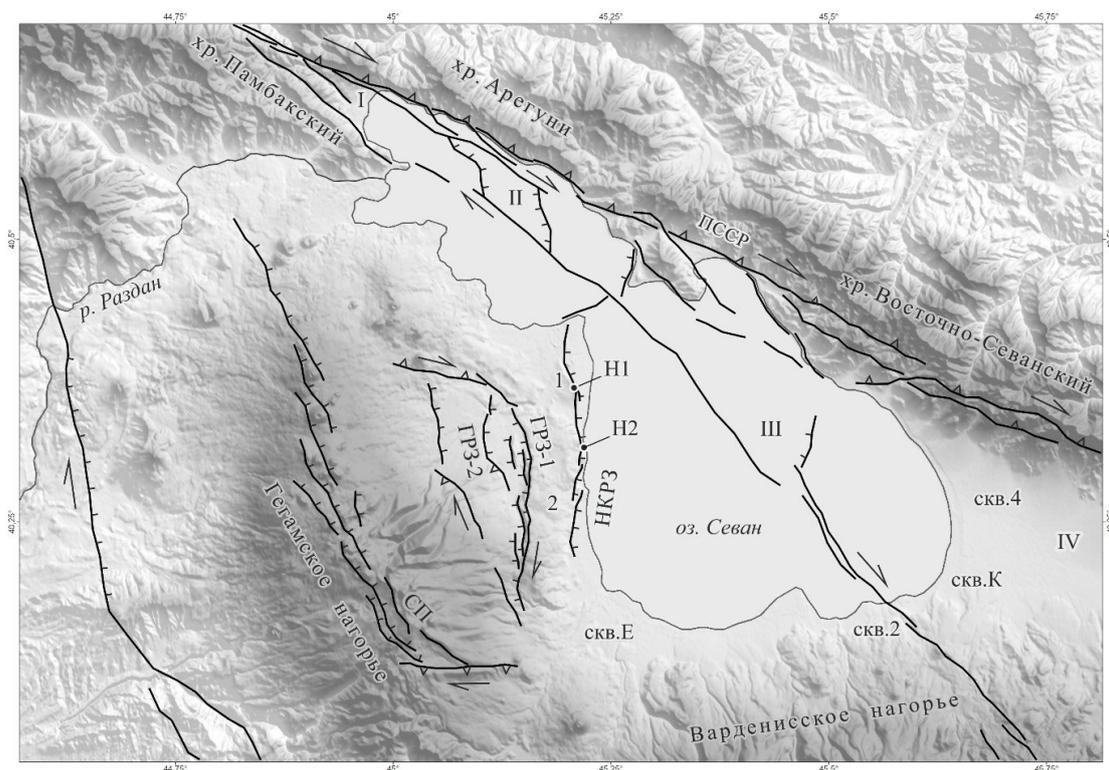


Рисунок 15. Позднекайнозойская структура Севанской впадины и ее юго-западного обрамления.

I – Цовагюхский грабен, II – pull-apart Малого Севана, III – прогиб Большого Севана, IV – Масрикская впадина; 1 – Гаварский горст, 2 – Норатусский сброс. Разломные зоны: ПССР – Памбак-Севан-Сюникская, НКРЗ – Норатус-Конагехская, ГРЗ-1, ГРЗ-2 – ветви Гаварского разлома, СП – Спитаксарская зона разломов. Обнажения плиоцен-четвертичных отложений: Н1 – Норатус-1, Н2 – Норатус-2; Скважины: скв. 2 – Норакерт, скв. 4 – Насосная, скв. Е – Еранос, скв. К – Карчахпюр-1.

Большая часть плиоцен–четвертичных отложений озера Севан опущена ниже уровня дневной поверхности и их стратиграфия известна только по скважинам, пробуренным на южном берегу Большого Севана. Однако на западном побережье Большого Севана эти отложения частично выведены на дневную поверхность в структуре Гаварского горста, где получены новые данные по стратиграфии плиоцен–четвертичных отложений, обоснованию их возраста и структурного положения. Эти данные получены при изучении туфогенно-осадочных разрезов Норатус-1, расположенного непосредственно вдоль уступа Норатусского сброса (северный сегмент Норатус-Конагехской зоны), и Норатус-2, расположенного южнее в опущенном восточном крыле сброса. Туфогенно-осадочные озерно-аллювиальные отложения обоих разрезов были датированы с применением различных методов. Возраст туфового пласта в верхней части разреза Норатус-1 определен в 2.3 ± 0.15 млн лет К-Аг методом. Нижележащая часть разреза мощностью 45 м имеет прямую намагниченность, а нижние 5 м разреза - обратную. На этом основании низы разреза Норатус- были скоррелированы с палеомагнитным эпизодом Каена, а время его формирования оценено в интервале 2.3–3.1 млн лет назад. Результаты спорово-пыльцевого анализа подтверждают эту оценку. Она существенно древнее ранее предлагавшихся оценок. Разрез Норатус-2 сходен по облику со средней частью разреза Норатус-1. Параметры найденного нами в этом разрезе рога *Arvernoceros* sp. позволяют, по мнению В.В. Титова, отнести его к верхнему плиоцену или гелазию. Нормальная намагниченность свидетельствует в пользу верхнеплиоценового возраста отложений.

В образовании Севанской впадины, как и расположенной западнее Ширакской впадины, сыграли свою роль глубинные преобразования вещества, также проявившиеся в вулканизме примыкающих к Севанской впадине с запада и юга Гегамского и Ваденисского нагорий. Однако, вклад в развитие впадины внесли растяжение и опускание, связанные со сдвигами. Акчагыльская трансгрессия позднего плиоцена и гелазия достигала Ширакской впадины, но не проникла в Севанскую впадину, что было обусловлено либо ее большей изолированностью, либо более ранним вовлечением в поднятие по сравнению с Ширакской впадиной.

2.4 Обрамление Южно-Каспийской впадины

Изучено геологическое строение прибрежной области Южного Каспия [Трифонов и др., 2022] (Рисунок 16). В ходе исследований были описаны и сопоставлены разрезы неоген-четвертичных отложений, получены их палеонтологические и магнито-стратиграфические характеристики. Установлено, что западный (район г. Решт) и восточный (между с. Аламде и г. Горган) сегменты прибрежной области, расположенной между Южно-Каспийской

впадиной и хребтом Эльбурс, по-разному развивались в позднем кайнозое. На западе морское осадконакопление не проникало за пределы прибрежной равнины в соседнюю пониженную часть Эльбурса, где в плиоцен-четвертичное время накапливались озерно-аллювиальные отложения. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его наступление из-за абразии склонов Эльбурса. На востоке выделяется предгорная ступень, ограниченная надвигами. В миоцене на предгорной ступени происходило морское осадконакопление. В конце миоцена морские осадки были смяты в складки и позднее эродированы. Морские акчагыльские отложения накапливались на северном краю предгорной ступени в паченции–гелазии. Движения по пограничному Хазарскому разлому подняли эти отложения на высоту 120–150 м и изолировали предгорную ступень от прибрежной равнины. Таким образом, в восточной части побережья Южного Каспия с позднего миоцена происходило разрастание Эльбурса за счет Южно-Каспийской впадины.

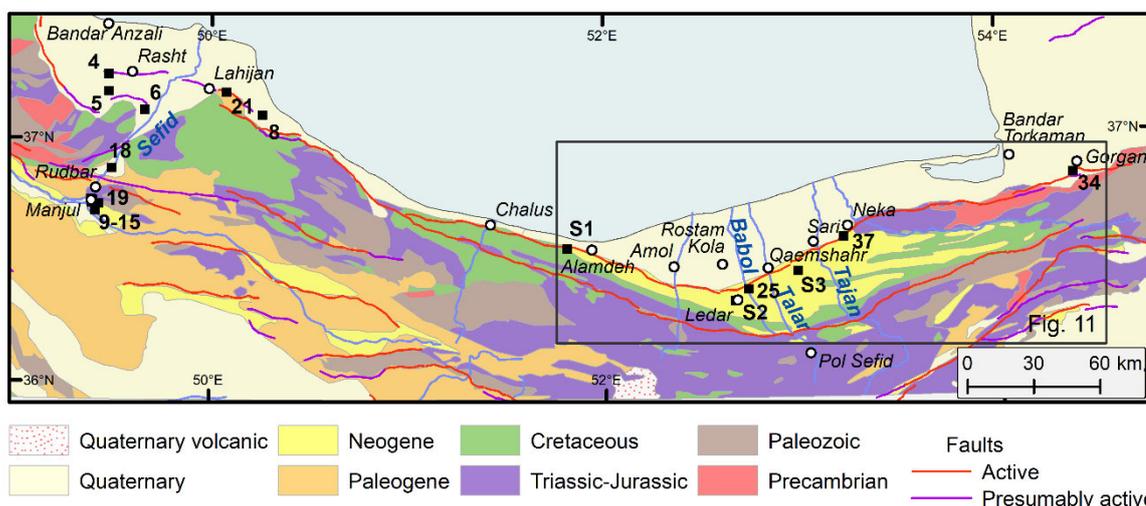


Рисунок 16. Геологическая карта южного побережья Каспия. Рамкой показан район распространения морского акчагыля, показаны точки полевых наблюдений.

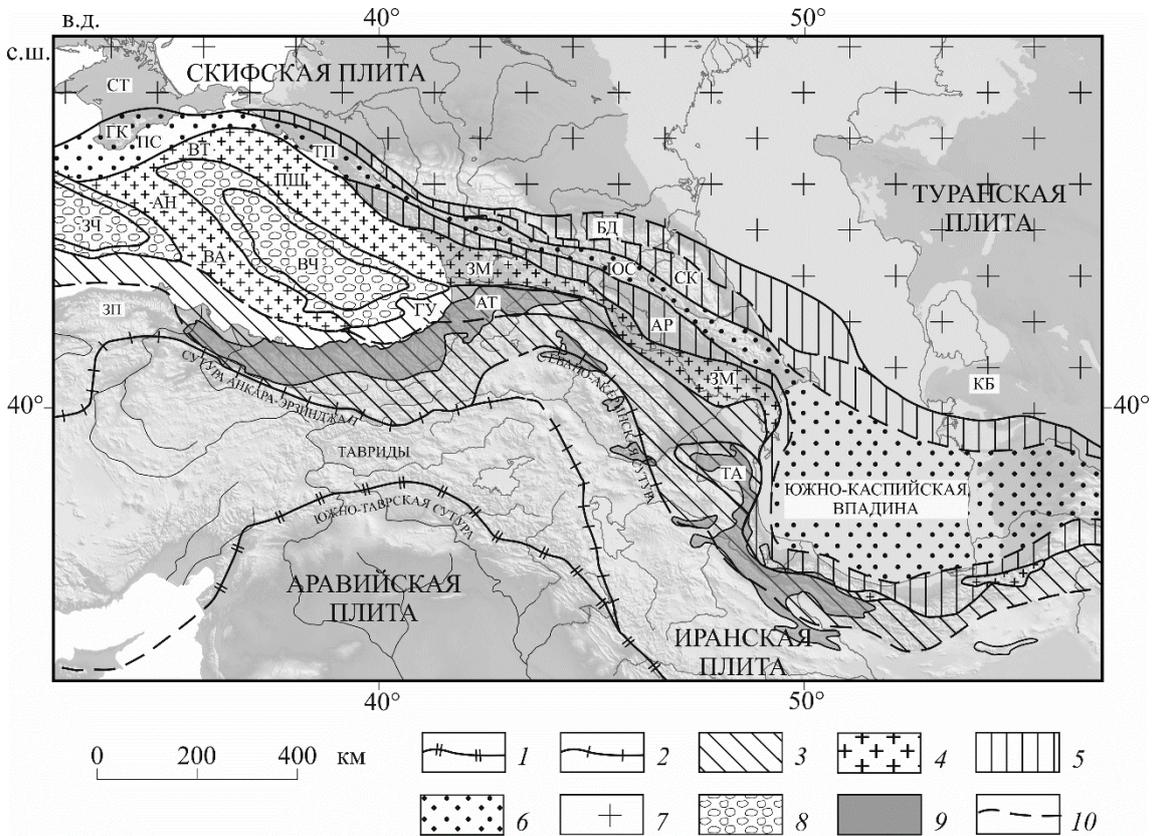
Различия западной и восточной частей южного побережья Каспия обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина была единым остаточным бассейном Паратетиса. В плиоцен-четвертичное время восточная часть впадины заполнилась осадками мощностью до 6 км и сохранила утоненную континентальную кору мощностью 30–37 км с осадочным чехлом мощностью до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью не менее 10 км и приобрела черты впадины с субокеанической корой, где поверхность Мохоровичича находится на глубине 28–30 км при мощности чехла более 20 км.

2.5 Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии

На основе анализа опубликованных данных по геологии Черноморско-Кавказско-Каспийского региона, дополненных новыми данными по геологии Южного Прикаспия, охарактеризованы мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее эволюция [Трифонов и др., 2020]. В ранней юре к северу от океана Мезотетис последовательно располагались (Рисунок 17): (1) эпигерцинская подвижная область; (2) Мезийско-Черноморско-Закавказская малая плита с докембрийско-байкальским фундаментом, подвергшимся на Малом Кавказе герцинской тектоно-магматической переработке; (3) относительно глубоководный Крымско-Кавказско-Южнокаспийский прогиб на континентальной коре, утонявшейся по мере ее растяжения; (4) южный край Скифской плиты с маломощными осадками. На Кавказе, наряду с глубоководной осевой частью, выделяются южный и северный склоны прогиба, где накопились мощные шельфовые отложения. В байосе, с началом субдукции на северном краю Мезотетиса, в Сомхето-Карабахской зоне и Восточном Понте, на закавказской части Мезийско-Черноморско-Закавказской плиты и на южном склоне Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба проявился островодужный вулканизм, который в Сомхето-Карабахской зоне и Восточном Понте продолжался в мелу. Область островодужного вулканизма наследовал эоценовый коллизионный вулканический пояс. Крымская часть Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба и его северный склон на Кавказе испытали киммерийские деформации, после которых до начала миоцена там накапливались шельфовые фации, тогда как в кавказско-южнокаспийской части Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба продолжалось относительно глубоководное осадконакопление. Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины растяжения возникли в мелу и развивались, заполняясь морскими отложениями позднего мела, палеогена и миоцена, на утонявшейся континентальной коре Мезийско-Черноморско-Закавказской плиты. В плиоцен–четвертичное время происходило общее прогибание и недифференцированное осадконакопление в Черном море, усилилось опускание Южного Каспия, Азово-Кубанского и Терско-Дербентского прогибов. В горных частях региона в среднем и позднем миоцене возникли многофазные разломно-складчатые деформации, которые привели к образованию дифференцированных поднятий. В плиоцен–квартере произошло общее поднятие горных сооружений.

Проведенное сравнение возникшей коровой структуры Черноморско-Кавказско-Каспийского региона со скоростными неоднородностями верхней мантии показало, что многие неоднородности стерты подлитосферными потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма. В тех объемах мантии, где интенсивность потоков

ослабевала, сохранились реликты субдцированных слэбов Неотетиса в Загросе, Мезотетиса в Нижне-Куруинской впадине и литосферы Скифской плиты, поддвинутой под Центральный Кавказ и, в меньшей степени, под Степной Крым в процессе субдукции в герцинское время (Рисунок 18).



1 – сатура Неотетиса; 2 – сатура Мезотетиса; 3 – Восточный Тавр, Сомхето-Карабахская и Аджаро-Триалетская зоны; 4 – Закавказская микроплита и ее аналоги; 5 – Крымско-Кавказский прогиб; 6 – склоны Крымско-Кавказского прогиба; 7 – Скифская и Туранская плиты; 8 – Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины; 9 – эоценовый вулканический пояс; 10 – предполагаемые продолжения сатур и границ тектонических зон. Буквенные обозначения: АР – Абхазо-Рачинская зона, АТ – Аджаро-Триалетская зона, БД – Балкарская зона и Известняковый Дагестан, АН – вал Андрусова, ВА – вал Архангельского, ВТ – вал Тетяева, ВЧ – Восточно-Черноморская впадина, НЗ – Главный надвиг Загроса, ГК – Горный Крым, ГУ – Гурийский прогиб, ЗМ – Закавказская микроплита, ЗЧ – Западно-Черноморская впадина, ЮС – зона Южного склона Большого Кавказа (Кавказский прогиб), КБ – Кара-Бугазский свод, МЛ – Лабино-Малкинская зона, ПШ – поднятие Шатского, ПС – прогиб Сорокина, СК – северный склон Кавказского прогиба, СТ – Степной Крым, ТА – Талыш, ТП – Туапсинский прогиб, ЮТ – Южно-Таврский надвиг

Рисунок 17. Мезозойско-кайнозойские тектонические зоны Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в их современных границах

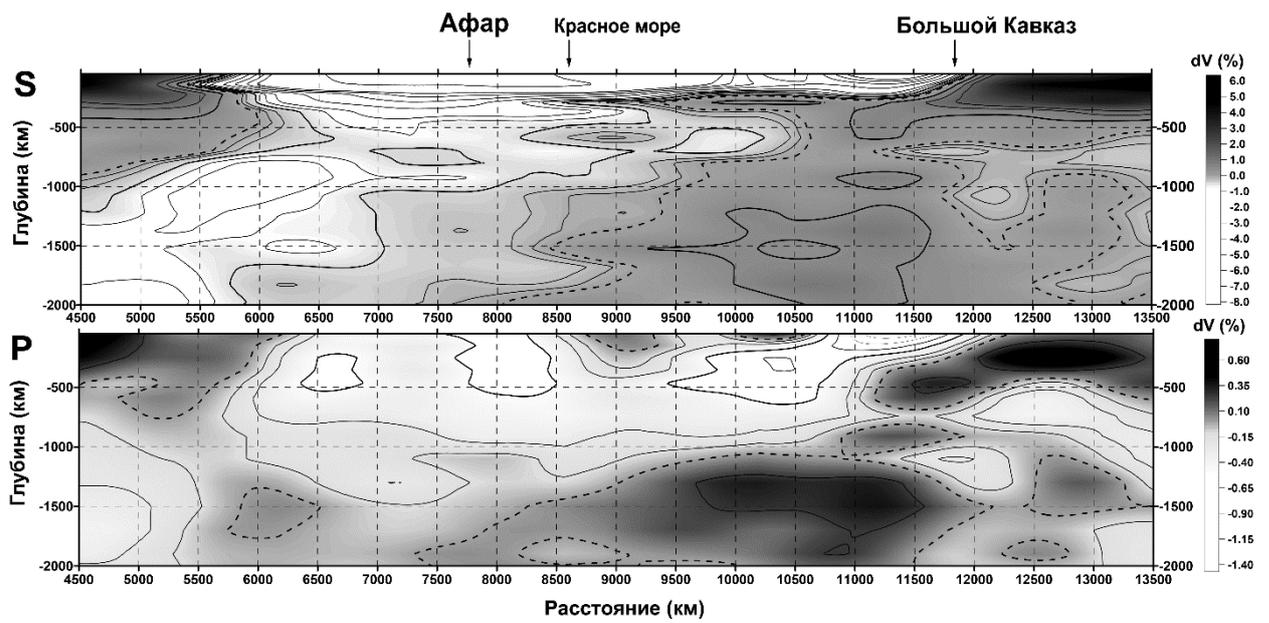


Рисунок 18. Разрез δV_s и δV_p от северной части Эфиопско-Афарского суперплюма через Центральный Кавказ до Восточно-Европейской платформы. Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир проведен для нулевых значений.

3 НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Важнейшей проблемой, на решение которой были направлены исследования Центрально-Азиатского подвижного пояса в отчетный период, является соотношение активной разломной тектоники и орогенеза. Соответственно, работы были сфокусированы на совместном изучении кинематики новейших и активных разрывных нарушений и реконструкции развития межгорных и внутригорных впадин. Полевые материалы были получены в двух ключевых районах: Монголо-Тувинском поясе и Саур-Тарбагатайском орогене (восточный Казахстан).

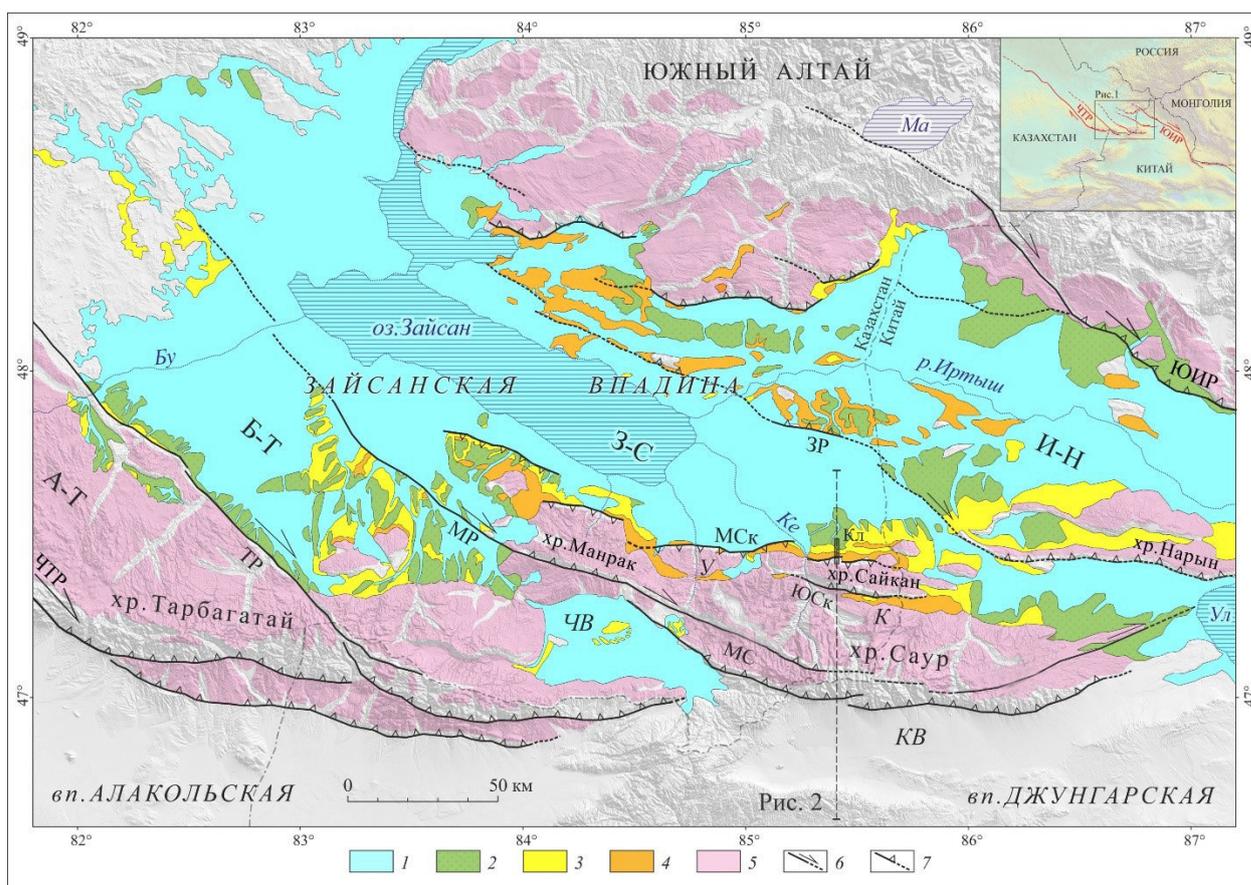
3.1 Кайнозойские впадины на северо-западной границе Высокой Азии

3.1.1 Зайсанская впадина

В отчетный период выполнены и доведены до публикации [Трихунков и др., 2020] стратиграфические и структурно-геоморфологические исследования Зайсанской впадины и её южного горного обрамления, характеризующихся большим размахом кайнозойского прогибания и орогенных поднятий. Во впадине выделена система тектонических доменов, разделенных новейшими рельефообразующими взбросо-сдвигами, контролирующими осадконакопление. В центральном домене впадины за кайнозойское время накопился наиболее полный осадочный разрез. Отложения описаны и опробованы в разрезах моноклинали южного борта впадины и сопоставлены с данными бурения её осевой части. Литолого-стратиграфическая корреляция разрезов, сочетание палеонтологического и высокоточного палеомагнитного методов датирования, вкупе с синтезом данных предшественников, позволили существенно уточнить хронологию новейшего развития региона.

. Морфоструктурный анализ региона проведен на основе цифровых моделей рельефа с разрешением 3 сек, разнообразных структурно-геоморфологических и геолого-геофизических материалов. Комплексная обработка данных с помощью ГИС позволила уточнить выраженность в рельефе тектонических структур, для оценки положения и неотектонического значения которых требуется сочетание обзорности рассмотрения с детальностью дешифрирования. В поле были изучены детали структурного рельефа внутренних районов впадины и её южного борта. В результате представлена новая оригинальная геолого-геоморфологическая карта Зайсанской впадины и её горного обрамления. Описанные элементы новейшей структуры были выделены по признакам контроля ими новейших отложений и выраженности в рельефе (Рисунок 19).

Исследованы отложения центральной части Зайсанской впадины и их дислокации на границе с глыбовыми хребтами Саур-Тарбагатайской горной страны. Структурно-фациальный анализ позволил исследовать литологические, гранулометрические характеристики, степень окатанности и качество сортировки обломочного материала, уточнить условия формирования отложений, зафиксировать многочисленные несогласия, поверхности выравнивания и коры выветривания, а также установить фациальные соотношения внутри осадочной толщи и на ее контактах со структурами борта впадины.



Области распространения отложений: 1 – средне-позднечетвертичных; 2 – ранне-среднечетвертичных; 3 – неогеновых; 4 – верхнемеловых-палеогеновых; 5 – ареал распространения останцов мел-палеогеновой поверхности выравнивания в пределах горного обрамления Зайсанской впадины; главные разрывные нарушения и их кинематический тип: 6 – сдвиги, 7 – взбросы и надвиги.

Буквами обозначены: тектонические домены: А-Т – Аягоз-Тарбагатайский, Б-Т – Бугаз-Тарбагатайский, З-С – Зайсан-Саурский, И-Н – Иртыш-Нарынский; межгорные и внутригорные впадины: ЧВ – Чиликтинская, К – Кендырлыкская, КВ – Кобукская; разломы: ЧТР – Чингиз-Тарбагатайский, ТР – Тарбагатайский, МР – Манракский, ЗР – Зайсанский, ЮИР – Южно-Иртышский; зоны разломов: МСк – Манрак-Сайканская, МС – Манрак-Саурская, ЮСк – Южно-Сайканская; озерные котловины: Ма – Маркаколь, Ул – Улюнгур; реки: Ке – Кендырлык, Бу – Бугаз; Кл – разрез Калмакпай.

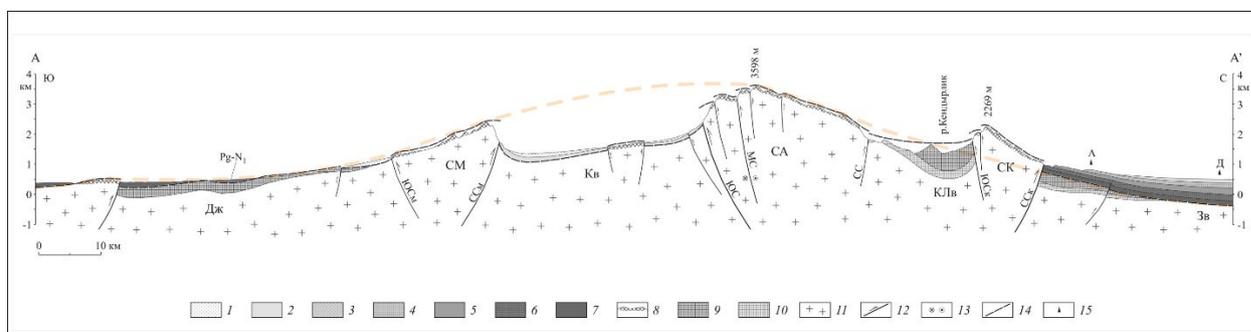
Рисунок 19. Геолого-геоморфологическая карта Зайсанской впадины и ее горного обрамления.

Для оценки возраста горных пород использовалось сочетание магнитостратиграфического и биостратиграфического методов. Отобранные фаунистические образцы были сопоставлены с актуальной биостратиграфической шкалой

кайнозоя Центральной Азии [Lucas et al., 2009; Wang et al., 2019; Speijer et al., 2020]. Отобранные в поле палеомагнитные образцы были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем. Остаточную намагниченность образцов измеряли с помощью криогенного магнитометра 2G Enterprises ИФЗ РАН им. Шмидта. Сочетание палеонтологических и палеомагнитных данных позволило получить непротиворечивую модель стратиграфического расчленения осадочного разреза впадины.

Зайсанская впадина соответствует крупному, сложно построенному длительно живущему межгорному прогибу, унаследовано развивающемуся между горно-складчатыми сооружениями Саур-Тарбагатай и Алтая с позднего палеозоя. Хребты Саур-Тарбагатай, непосредственно примыкающие к району полевых работ, сложены комплексом дислоцированных и прорванных интрузиями эффузивных и метаморфических пород позднего палеозоя; аналогичное строение имеет также и фундамент Зайсанской впадины.

Новейшая структура Зайсанского прогиба и его горного обрамления сформирована в условиях меридионального латерального сжатия [Хаин, Яблонская, 1997; Буланов, 2005; Трихунков и др., 2020; Трифонов и др., 2012; 2021] при сочетании сводово-глыбовых деформаций фундамента с подчиненным значением складчатых нарушений кайнозойского осадочного чехла. Сводовая структура отчетливо отражена в деформациях поздне меловой поверхности выравнивания, покрытой палеоценовой корой выветривания [Трихунков и др., 2020] (Рисунок 20).



Разломы ССк – Северосайканский, ЮСк – Южносайканский, СС – Северосаурский, МС – Манрак-Саурский, ЮС – Южносаурский, ССм – Северосемистайский, ЮСм – Южносемистайский; скважина: А – Аксыирская. 1–6 – кайнозойские отложения впадин: 1 – четвертичные, 2 – плиоценовые, 3 – миоценовые, 4 – эоцен–олигоценые, 5 – палеоценовые, 6 – палеоценовая кора выветривания; 7 – пермские и триасовые отложения; 8 – палеозойское основание; 9 – новейшие взбросы и надвиги; 10 – мел–палеогеновая поверхность выравнивания; 11 – проекция на профиль Аксыирской параметрической скважины; желтый пунктир – восстановленная поверхность Сайкан-Саур-Семистайского свода без учёта блоковых деформаций

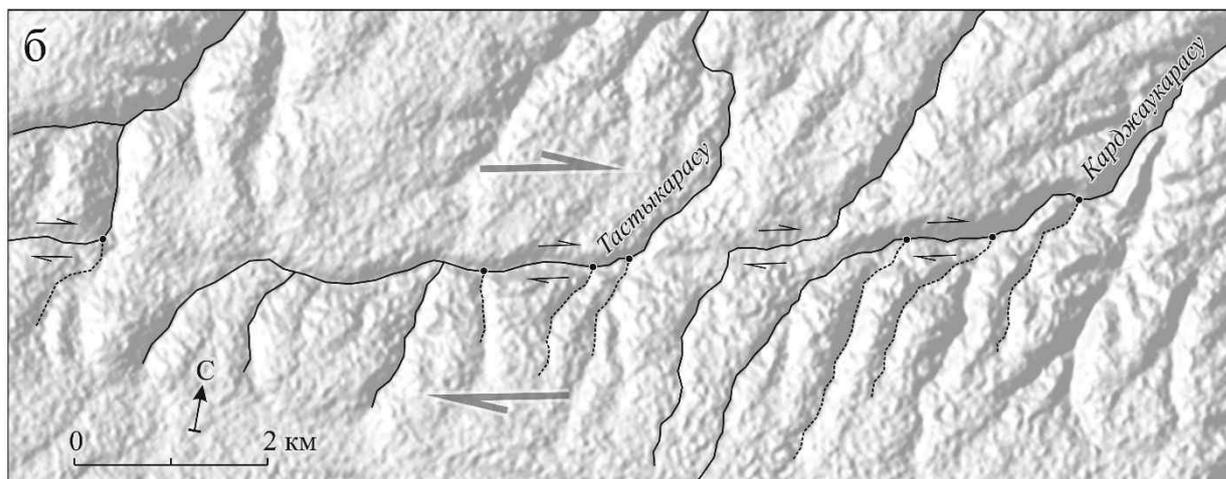
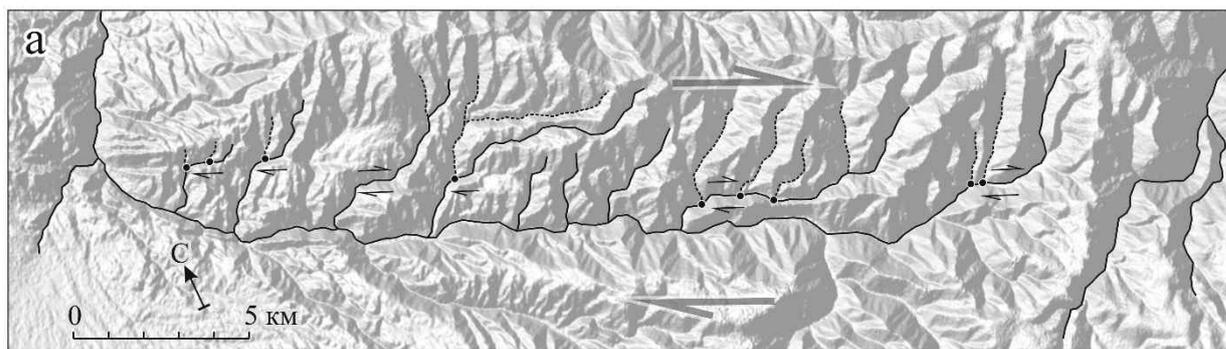
Рисунок 20. Структурно-геоморфологический профиль А–А' через южную часть Зайсанской впадины, Сайкан-Саур-Семистайское поднятие и северную часть Джунгарской впадины.

Зайсан-Саурская предорогенная поверхность выравнивания дешифрирована нами на хребтах Саур и Семистай на высотах до 4 км [Трихунков и др., 2020; Трифонов и др., 2021] и падает на север под разными углами, вплоть до 45° и более на южном борту впадины. В

свою очередь, внутри впадины в устье р. Аксыир кора выветривания вскрыта бурением на глубине 250 м, а в центральной части впадины в районе пос. Даирово – на глубинах 1574-1576 м [Зайсанская..., 1962; Ерофеев, 1969]. Таким образом, тектонической основой Зайсанской впадины и её южного горного обрамления является складка основания большого радиуса, сформированная на главной оси латерального сжатия между Джунгарской микроплитой и Алтайским орогеном и названная нами Сайкан-Саур-Семистайским сводом [Трифонов и др., 2021]. Подобные положительные и отрицательные пликативные структуры большого радиуса сравнимы со складками основания тянь-шаньского типа.

Описанные сводовые деформации осложнены тектоникой блоков, разделенных кулисным рядом новейших правосторонних сдвигов СЗ-ЮВ ориентировки. Основная правосдвиговая компонента перемещений реализуется по северной ветви Манрак-Саурской зоны разломов, обрамляющих с юга одноимённые хребты (см. Рисунок 19). Морфоструктурный анализ позволил выделить вдоль разлома ряд правосторонних деформаций долин притоков р. Уйдене с минимальным смещением в 1 км за четвертичное время, поскольку ряд смещенных долин имеют троговый характер и соответственно относятся к среднему плейстоцену (Рисунок 21А). Помимо смещений в западной части, на востоке Манрак-Саурской зоны разломов нами описан ряд правосторонних деформаций долин верховий рек Тастыкарасу и Карджаукарасу (Рисунок 21Б). Их минимальная амплитуда также оценивается в 1 км. Разлом здесь поворачивает на ВСВ и прослеживается в сторону северного берега оз. Улюнгур (см. Рисунок 19). Этот факт может свидетельствовать в пользу общего поворота Зайсанской микроплиты на несколько градусов против часовой стрелки, что согласуется с данными предшественников [Thomas et al., 2002].

На южном борту впадины в зоне контакта с Джунгарской микроплитой сдвиги переходят в компенсирующие их широтные взбросы. Поднятые крылья взбросов отвечают главным хребтам Саур-Тарбагатайской горной системы [Трихунков и др., 2020]. В зоне сочленения горной системы Саура и впадины развит кулисный ряд передовых глыбовых хребтов: Манрак, Уйдене, Сайкан. Эти блоки с севера ограничены сегментами древнего Манрак-Сайканского взброса [Халимов и др., 1991], а с юга подорваны амплитудными ретронадвигами и взбросами. В связи с этим хребты следует относить к структурам типа клиньев выжимания (см. Рисунок 20). В зоне контакта передовых хребтов со впадиной также развиты крутые флексуры и брахискладки в её осадочном чехле.



Точками обозначены устья молодых перехватывающих долин, возникших вследствие смещения старых русел. Стрелками показаны направления смещения блоков.

Рисунок 21. Правосторонние изгибы водотоков, пересекающих Манрак-Саурскую правосдвиговую зону в ее центральной (а) и восточной (б) частях.

Фактически, новейшее развитие впадины контролируется серией взбросо-сдвигов, подставляющих друг друга кулисно: Чингиз-Тарбагатайского, Тарбагатайского, Манрак-Саурского, Зайсанского и Южно-Иртышского. Главными, наиболее амплитудными из них, являются Чингиз-Тарбагатайский и Южно-Иртышский сдвиги, обрамляющие впадину с запада и востока, соответственно (см. Рисунок 19). Взбросо-сдвиги делят впадину на три ромбовидных диагональных блока СЗ-ЮВ ориентировки. Чтобы подчеркнуть их роль в новейшем развитии впадины, мы используем термин «тектонический домен». Северная часть каждого блока в пределах впадины опущена, а южная - поднята взбросами и входит с состав Саур-Тарбагатайской горной системы (см. Рисунок 19). В пределах впадины домены разделены невысокими едва различимыми присдвиговыми поднятиями, постепенно воздымающимися и достигающими высокогорных высот на южном борту. Данные домены выделены впервые и названы нами по наиболее крупным гидрологическим объектам в их опущенных частях и по горным хребтам на их южных перифериях: Бугаз-Тарбагатайский (Западный), Зайсан-Саурский (Центральный) и Иртыш-Нарынский (Восточный, расположенный преимущественно на территории Китая).

В западной части впадины между Чингиз-Тарбагатайским и Тарбагатайским сдвигами выделяется ещё один ромбовидный домен, который мы предлагаем назвать Аягоз-Тарбагатайским. Данный блок занимает промежуточное положение между структурами Зайсанской впадины и Казахского мелкосопочника. В его восточной части отмечается ингрессионное распространение кайнозойских осадочных толщ Зайсанской впадины, что может свидетельствовать о распространении сюда Зайсанского озёрного бассейна в кайнозое. Однако на современном этапе Аягоз-Тарбагатайский домен отличается низко-среднегорными высотами, и, судя по уклону реки Аягоз в сторону Алакольской впадины, имеет общий юго-западный наклон. Эти факты не позволяют отнести его к Зайсанской впадине.

На протяжении развития Зайсанской впадины все выделенные нами тектонические домены оказывали влияние на развитие осадочных бассейнов в её пределах. Наши исследования посвящены, главным образом, Зайсан-Саурскому тектоническому домену, отличающемуся наиболее контрастными новейшими движениями. Здесь находится наиболее опущенная часть Зайсанской впадины, занятая современным озером Зайсан, и наиболее поднятая саурская часть Саур-Тарбагатайской горной системы с вершиной Музтау (3816 м). Именно в пределах данного домена наблюдаются максимальные мощности кайнозойских отложений впадины и максимальные новейшие деформации суммарными амплитудами более 5 км. Низкая центральная часть Зайсанско-Саурского домена зажата между встречными Манрак-Сайканским и Зайсанским взбросо-сдвигами. В структурном отношении она, фактически, представляет собой рамп-синклиналь [Трихунков и др., 2020] (см. Рисунок 20).

Таким образом Зайсанский прогиб и его горное обрамление представляют собой складку основания большого радиуса, сформированную на главной оси латерального сжатия между Джунгарской микроплитой и Алтайским орогеном. Сводовая структура впадины осложнена тектоникой диагональных взбросо-сдвигов – ветвей Чингиз-Тарбагатайской зоны разломов, делящих впадину на систему ромбовидных доменов. Различное развитие данных доменов на новейшем этапе контролировало эволюцию Зайсанского озёрного бассейна и осадконакопление в пределах впадины.

В истории новейшего развития Зайсанской впадины выделено несколько этапов, отраженных как в её неотектоническом строении, так и в разрезе её кайнозойского осадочного чехла (Рисунок 19, 20, 22).

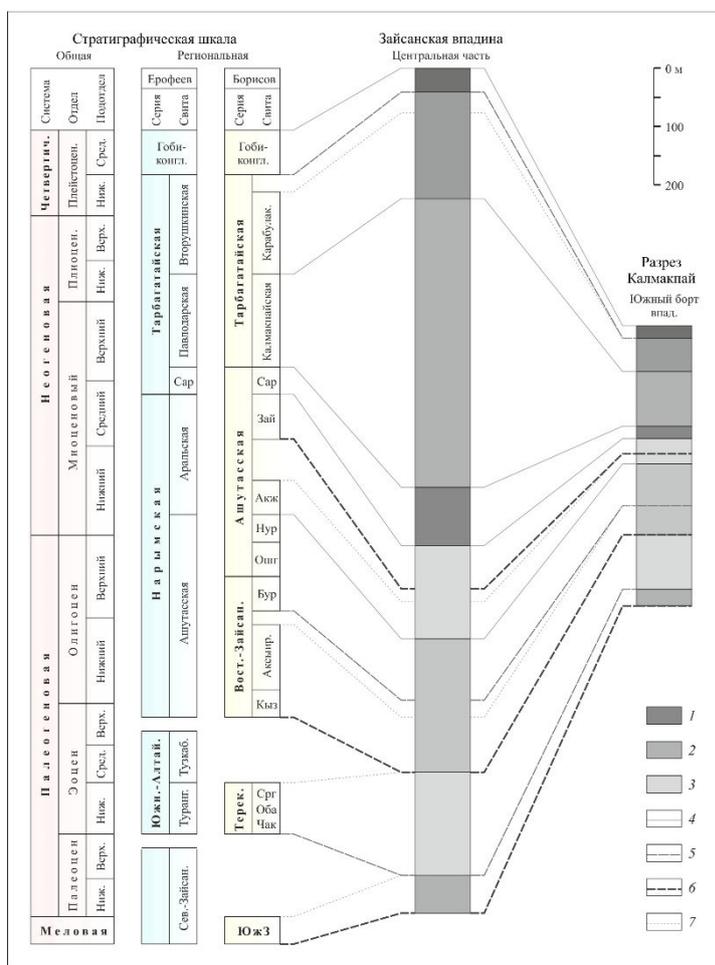
Установлено, что на рубеже мела-палеоцена на месте впадины располагался пенеплен с корой выветривания. К палеоцену относится первичное прогибание Зайсанской

мульды и появление озерного бассейна, который к началу эоцена распространился на территории современных подножий Алтая на севере и Саур-Тарбагатая на юге. Медленное малоамплитудное сводовое поднятие бортов и прогибание центра впадины, а также, череда трансгрессий-регрессий Зайсанского озёрного бассейна происходили вплоть до раннего миоцена. Это отражено в периодически возобновляющемся осадконакоплении и формировании основных свит осадочного разреза впадины, разделенных эрозионными и часто угловыми несогласиями (Рисунок 22).

В середине бурдигала активизация подвижек по ветвям Чингиз-Тарбагатайской зоны разломов привела к делению впадины на домены с разным характером развития. Озёрная седиментация локализовалась в пределах двух центральных доменов, южные части которых начинают подниматься в виде первичных хребтов Саура и Тарбагатая, усиливших изоляцию впадины и аридизацию её климата.

Усилившийся и увеличившийся по площади размыв поднимающихся бортов впадины, сложенных рыхлыми отложениями области недавней озёрной седиментации, на фоне сокращения озёрного бассейна, обеспечил в миоцене лавинное осадконакопление, максимальную мощность и, при этом, тонкий характер осадков в пределах центральных доменов (см. Рисунок 22). Плиоцен-раннеплейстоценовый этап развития охарактеризовался перерывом в осадконакоплении на бортах впадины и сокращением озера до очертаний, близких к современным. Мы связываем это с началом подъёма передовых Сайканского, Уйденского и Манракского хребтов.

Современный этап развития впадины начался в среднем плейстоцене и характеризуется, во-первых, ещё большим ускорением орогенных поднятий, во-вторых, похолоданием, с чем связано начало череды плейстоценовых оледенений Саур-Тарбагатая и Алтая. Это согласуется с данными о среднеплейстоценовом ускорении роста других горных сооружений Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского подвижных поясов.



Состав отложений: 1 – галечные, 2 – песчаные, 3 – глинистые. Стратиграфические границы: 4 – перерыва и незначительного размыва, 5 – значительного размыва с несогласием, 6 – с присутствием коры выветривания, 7 – нижние границы интервалов разреза, отсутствующих в пределах борта впадины (в разрезе Калмакпай).

Рисунок 22. Сопоставление разрезов центральной части Зайсанской впадины (Даировская скважина) и южного борта впадины (разрез Калмакпай). Составлено с использованием данных [Борисов, 1963, Яхимович и др., 1993].

3.1.2 Общая характеристика пояса впадин

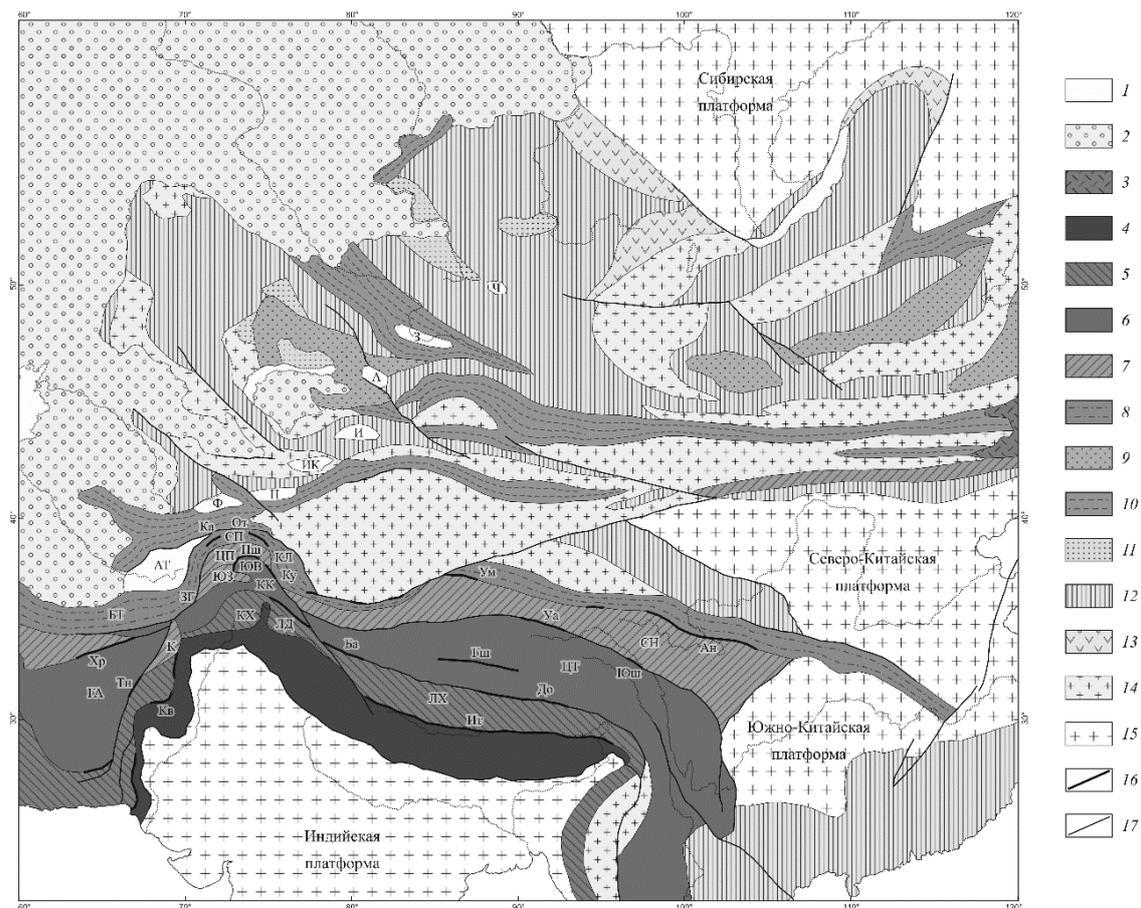
Западная граница Центральной Азии на юге контрастна и проходит вдоль сочленения Афгано-Таджикской депрессии с Гиндукушем и Памиром. Севернее граница отклоняется к северо-востоку и представлена сочетанием западных окончаний субширотных горных систем Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатай-Саура и Горного Алтая с расположенными между ними межгорными впадинами (Рисунок 23). На границе Центральной Азии высота указанных горных систем возрастает. Это выражено превышением Центрального Тянь-Шаня над Западным Тянь-Шанем, Саура над Тарбагатаем, Горного Алтая над его западными предгорьями. Впадины группируются в кулисный ряд, включающий в себя Ферганскую, Нарынско-Атбашинскую (разделившуюся в плейстоцене на Нарынскую и Атбашинскую), Иссык-Кульскую, Илийскую, Алакульскую, Зайсанскую и Чуйскую (на Алтае) впадины.

В Центральном Тянь-Шане горные хребты возвышаются над днищами соседних впадин на величины до 3–5 км, а максимальный размах рельефа доорогенной поверхности выравнивания достигает 10 км. В Зайсанской впадине доорогенная поверхность, покрытая корой выветривания, погружена на глубину 1575 м (скважина в районе пос. Даирово), а на соседнем к югу хребте Саур поднята на высоту до 3816 м, т.е. размах рельефа составляет

5390 м. В районе Чуйской впадины Алтая высоты рельефа изменяются от ~1740 м на дне впадины до ~3640 м на соседних хребтах. Таким образом, намечается снижение контрастности рельефа с юга на север.

Сопоставление истории развития Нарынско-Атбашинской, Иссык-Кульской, Алакульской и Зайсанской впадин было выполнено на основе материалов, полученных в разное время авторами настоящего отчета, и дополнено опубликованными данными (в основном В.С. Зыкина) по Чуйской впадине на Алтае.

Сопоставление выявило общие черты строения и развития впадин в неоген-четвертичное время. В миоцене и раннем плиоцене в них накапливались озерные и озерно-аллювиальные отложения. В краевых разрезах отмечено поступление более грубого аллювия и пролювия, свидетельствующее о росте соседних поднятий, усиливавшимся со временем. В эпохи, когда впадины становились бессточными, преимущественно на ранних стадиях развития, в Нарынско-Атбашинской впадине накапливались эвапориты, а в Чуйской впадине Алтая – угленосные отложения, что, очевидно, связано с климатическими различиями. Отмечены эпизоды активизации вертикальных движений, выраженные появлением в разрезе относительно грубообломочных пород, но корреляции таких эпизодов в разных впадинах не выявлено. Так, в Центральном Тянь-Шане такой эпизод приходится на поздний миоцен, а в Зайсанской впадине – на средний миоцен. В позднем плиоцене в Чуйской впадине Алтая произошло резкое погрубение обломочного материала, усилившееся в четвертичное время. В квартере такое погрубение отмечено во всех впадинах региона. Оно свидетельствует о резком усилении роста соседних поднятий. Это подтверждается сопоставлением высот разновозрастных поверхностей выравнивания, возраст которых определен по коррелятным отложениям. Наиболее надежно увеличение скорости роста гор установлено таким методом для Центрального Тянь-Шаня, где отмечено еще более значительное ускорение со среднего плейстоцена, и с меньшей надежностью подтверждено в других горных сооружениях.



1 – кайнозойские межгорные впадины с молассовым заполнением: А – Алакульская, АТ – Афгано-Таджикская, З – Зайсанская, И – Илийская, ИК – Иссык-Кульская, Н – Нарынская, Ф – Ферганская, Ч – Чуйская; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол на палеозойском складчатом основании; 3 – мезозойско-кайнозойский вулканический пояс; 4 – Гималаи и другие краевые зоны новейших деформаций Индийской платформы; 5 – северная активная окраина Неотетиса с его сутурой на юге: КХ – Кохистан, ЛД – Ладакх, ЛХ – блок Лхаса; 6 – северная активная окраина позднего Мезотетиса с его сутурой на юге: ГА – Гильменд-Аргандабский массив, КК – Каракорум, ЦТ – Цянтан, ЮВ – Юго-Восточный Памир и Нуристан; 7 – Солонкер-Линьсийская раннемезозойская складчатая система и северная окраина раннего Мезотетиса с его сутурой на юге: КБ – Кабульский блок, СН – Сунпань, ЦП – Центральный Памир, ЮЗ – Юго-Западный Памир; 8 – поздние герциниды северо-памирского типа: БТ – Банди-Туркестан, ЗГ – Западный Гиндукуш, СП – Северный Памир, КЛ – Куньлунь; 9 – герцинские остаточные или наложенные прогибы; 10 – герцинские складчатые системы; 11 – каледонские остаточные прогибы; 12 – каледонский и салаирские (раннепалеозойские) складчатые системы; 13 – позднерифейские складчатые системы с заключенными в них фрагментами фундамента типа Сибирской платформы; 14 – микроплиты и блоки докембрийского фундамента в палеозойских и раннемезозойских складчатых поясах; 15 – докембрийские платформы; 16 – офиолитовые зоны (Ан – Аньемачен, Ба – Бангун, Гш – Ганмацо-Шуанху, Да – Донкяо-Амдо, Иц – Инда-Цангпо, Ка – Калайхумб, Кв – Кветта, Ку – Куди, От – Ойтаг, Пш – Пшарт, Тн – Тарнак, Уа – Улан-ула, Ут – Улуг-Музтаг и Токуздабан, Хр – Хашруд, Ши – Шиок, Юш – Юшу); 17 – крупнейшие разломы.

Рисунок 23. Тектоническая карта Центральной Азии и ее обрамления и положение кайнозойских впадин на северо-западной границе Центральной Азии.

Различия между впадинами обнаруживаются на ранних стадиях их развития. Первые признаки опускания Нарынско-Атбашмнской и соседних впадин Тянь-Шаня относятся к олигоцену (скорее всего, позднему олигоцену), представленному киргизской свитой. В

краевых разрезах свиты присутствуют относительно грубообломочные породы, свидетельствующие о росте соседних поднятий, откуда сносился обломочный материал. Этому предшествовала длительная эпоха планации и вялости тектонических движений, характерная для всей Центральной Азии. В Центральном Тянь-Шане это выразилось формированием денудационного пенеplена, местами покрытого корой выветривания и продуктами ее переотложения. Мощность этих отложений, обычно не превышает десятков метров. В некоторых впадинах их накопление сопровождалось базальтовым вулканизмом. Такой же переплен с останцами более древнего рельефа сформировался в районе Чуйской впадины Горного Алтая и более восточных районах Монгольского Алтая, Саян и Хангайского нагорья.

Между Центральным Тянь-Шанем и Алтаем впадины развивались на ином основании. Их образованию предшествовало накопление континентального палеогенового платформенного чехла мощностью до ~300 м. В Иссык-Кульской, Чуйской (предгорий Тянь-Шаня) и Зайсанской впадинах мощность чехла достигала 500–600 м, что свидетельствует об их начавшемся опускании. В Чуйской впадине предгорий Тянь-Шаня, Ферганской впадине и части Западного Тянь-Шаня континентальные отложения палеогена частично сменяются мелководными морскими отложениями Паратетиса.

3.2 Тувинско-Монгольский сегмент

В отчетный период были начаты работы в Тувинско-Монгольском сегменте Центрально-Азиатского подвижного пояса. Для данного региона характерна высокая неотектоническая активность, проявленная как в развитии контрастного тектонического рельефа, так и в исторической сейсмичности. Работы в этом регионе были сосредоточены на двух направлениях: 1) изучение и геодинамическая интерпретация рыхлого заполнения межгорных впадин; 2) Палеосейсмологические исследования активных разломов.

Работы были начаты в Убсу-Нурской впадине, а также на ее северном обрамлении – в хребтах Восточный Танну-Ола и Сенгилен (Рисунок 24). Крупная межгорная котловина озера Убсу-Нур является наиболее северной и гипсометрически низкой в группе депрессионных структур Долины Больших Озер. Для понимания истории развития и тектонической позиции комплекса этих структур были обследованы северные разломные границы Убсу-Нурской впадины и хребта Танну-Ола в долинах рек Ирбитей, Хоолу, Деспен. В обнажениях в долине реки Хоолу и в оврагах Козий и Заячий был изучен комплекс новейших отложений, выполняющий Убсу-Нурскую впадину. Палеоген-неогеновые накопления впадины достаточно богаты фауной, здесь встречаются слои, насыщенные пресноводными моллюсками, зубами мелких млекопитающих, также в

разрезе встречаются кости крупных позвоночных. Из указанных обнажений был собран фаунистический материал, а из разрезов в долине р. Холлу впервые были отобраны магнестратиграфические образцы.

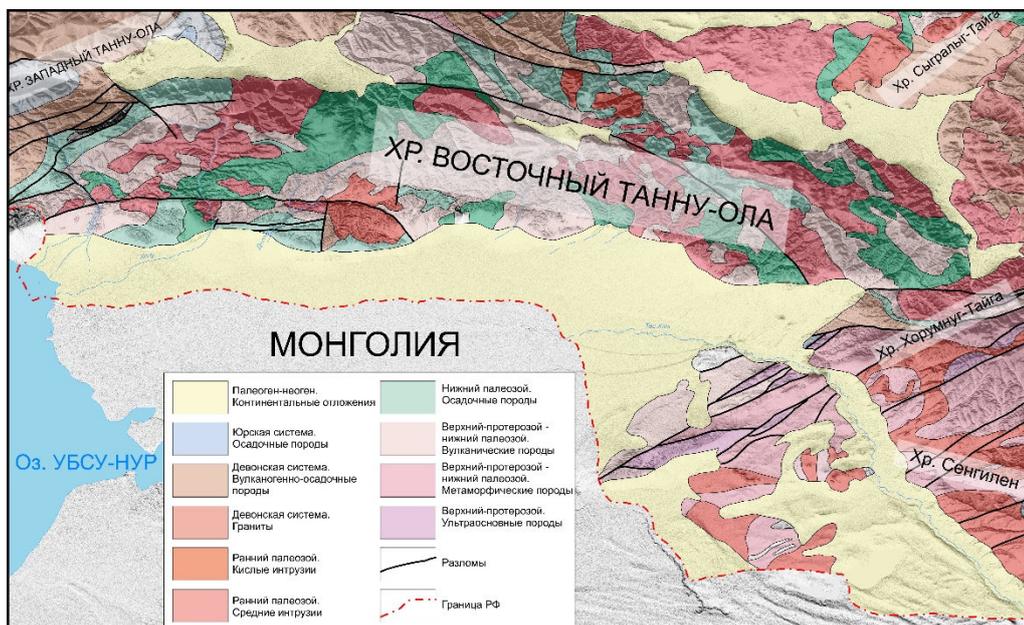


Рисунок 24. Геологическая карта района работ в Южной Туве

Комплекс палеоген-неогеновых отложений интенсивно дислоцирован. Разрывные нарушения, амплитуда которых составляет нескольких метров, и которые разделяют блоки с разными элементами залегания, особенно ярко это видно в Заячьем овраге. Указанные разрывные нарушения не проявлены в современном рельефе. Комплекс пролювиальных и аллювиальных отложений позднечетвертичного и голоценового возраста повсеместно не деформирован.

С целью восстановления полей неотектонического напряжения была произведена съемка указанных районов с квадрокоптера, на основе результатов съемки и полевых наблюдений получена 3D модель данных участков.

В новейшей истории развития данного региона, на основе полученных данных, можно выделить несколько этапов. До олигоцена происходило выравнивание территории и формирование красноцветных кор выветривания по разнообразным породам палеозойского возраста. В позднем палеогене начинается первичная дифференциация рельефа, обособляется Убсу-Нурская котловина, которая заполняется сильно выветрелым материалом, сносимым с подвергшегося денудации зарождающегося хребта Танну-Ола. В миоцене-раннем плиоцене север сформированной впадины постепенно заполняется водой, глубина и соленость новообразованного озерного бассейна постепенно увеличивается. Высота расположенного с севера горного массива в это время невелика, что следует из достаточно мелкого гранулометрического состава накапливающегося материала. В

позднем плиоцене территория испытывает мощные тектонические движения, затронувшие, в том числе и северные области впадины, которые были вовлечены в поднятие хребта Танну-Ола, в связи с чем миоцен-плиоценовые толщи приобретают наклон в южных румбах. В это же время формируются локальные пликвативные структуры, осложняющие общую моноклиналию неогеновых пород. Позднее поверхность впадины подвергается интенсивной денудации и выравниванию, тектонические деформации миоцен-плиоценовых отложений не выражены в современном рельефе. В северных областях впадины формируется слабонаклонная пролювиальная равнина, питаемая обломочным материалом с Танну-Ола, она также нивелирует деформации неогеновых пород.

В пределах котловины Больших Озер исследования по теме НИР проводились на северном побережье озера Хиргис-Нур. Здесь располагается широко известное обнажение неогеновых пород и местонахождение фауны мелких и крупных млекопитающих. Впервые оно было изучено в рамках работ совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, в 70-80ых годах прошлого века [Девяткин, 1981, Певзнер, 1982]. Однако, значительный объем материалов не был освоен и опубликован. В ходе проведения полевых работ, нами был заново описан разрез, отобраны литологические образцы и образцы на изготовление прозрачно-полированных шлифов.

Разрез представлен континентальными накоплениями неоген-четвертичного возраста. Значительную часть разреза слагают озерно-аллювиальные отложения неогена, нижняя часть толщи – пестроцветные озерные глины с прослоями песков и алевритов. Средняя часть неогеновых отложений представлена аллювиальными отложениями горизонтально и косо слоистых песков и алевритов, с прослоями мусорных песков. Данная часть разреза насыщена ископаемой фауной крупных и мелких млекопитающих, птиц, моллюсков, костей рыб и их отпечатков. Завершает неогеновый разрез пачка пресноводных мергелей и известковистых глин. Концентрация костного материала тут значительно падает. Данный разрез формирует свиту хиргис-нур. Согласно устоявшимся взглядам [Девяткин, 1981] возраст этих отложений определен как верхний миоцен – ранний плиоцен. На основе ревизии материалов, собранных в ходе работы Советско-Монгольской экспедиции, и нового материала, полученного в ходе работ, планируется уточнение верхней границы свиты хиргис-нур. Комплексное изучение фаунистических остатков указывает на то, что завершение осадконакопления свиты произошло в верхнем миоцене. Значение этого разреза и его возрастных рамок крайне важно, так как является ключевым в стратиграфии неогена значительного региона Евразии. В частности, отложения аналогичного возраста выделяются на севере Убсунурской впадины (юг республики Тыва), в хольскую серию [Зайцев, 1947, Шорыгина, 1960, Попова, 1968, Государственная геологическая карта, 2008],

которая имеет аналогичное строение и схожий комплекс ископаемых остатков. Таким образом решение вопроса возрастного ограничения свиты хиргис-нур позволит уточнит возраст хольской серии. Важно отметить отсутствие грубого материала в осадках, примыкающих к горному обрамлению впадины Хиргис-Нур, а также значительно изменения их мощностей, это может говорить об отсутствии дифференциации котловины Больших Озер на отдельные изолированные впадины на границе миоцена и плиоцена. Также интенсивного горообразования в обрамлении единого прогиба, оформившегося в эоцене-олигоцене, в неогене не происходило.

На неогеновых породах с разрывом залегают грубообломочные, не окатанные толщи позднего плиоцена-плейстоцена. Данная пачка построена сложно, в ней выделены несколько ритмов, начинающихся с грубообломочного пролювиального материала и завершающегося тонкообломочными породами. Эти отложения до недавнего времени считались немymi, однако, в течении наших работ в алевритовом материале нами впервые были обнаружены кости птиц. Строение этой части разреза, маркирующей начало дифференциации котловины Больших Озер, и ее возрастная характеристика очень важны для понимания процессов горообразования на границе неогена и четвертичного периода.

Важнейшей особенностью тектонического строения этого района является деформированность неогеновых и четвертичных отложений, в областях, прилегающих к горному обрамлению котловины озера Хиргис-Нур, эти отложения вздернуты до значительных углов падения, и разбиты локальными разрывными нарушениями. Это является результатом надвигания юрских конгломератов на новейшие отложения. Плоскость надвига относительно полого падает на северо-северо-восток, перекрывая как верхнюю карбонатную пачку неогеновых отложений, так и четвертичные пролювиальные накопления, которые осложнены небольшими крутыми разломами. Юрские конгломераты, четвертичные породы, а также сама плоскость разлома запечатаны пачкой грубообломочного недеформированного коллювиального материала, что говорит об отсутствии подвижек по данному разлому как минимум в голоцене, а, по-видимому, и в позднем плейстоцене. Таким образом накопление грубообломочной толщи плиоцен-четвертичного возраста обусловлено интенсификацией горообразования и дифференциацией строения котловины Больших Озер

Для изучения активной разломной тектоники были исследованы Саяно-Тувинский, Эрзин-Агордагский разломы и оперяющие их структуры. Саяно-Тувинский разлом располагается в южных предгорьях Западных Саян, на границе зоне горного сооружения и Тувинской котловины (Рисунок 25). Своеобразной особенностью последней является относительно слабое распространение комплекса новейших отложений, в отличие от

многих структур такого рода, например более южной Убсунурской впадины, которая отделена от Тувинской впадины хребтом Тану-Ола. Помимо маломощного осадочного чехла, на поверхности Тувинской впадины выделяются многочисленные беспорядочные холмы, сложенные коренными породами. Эта особенность строения впадины говорит, скорее всего, о достаточно молодом возрасте впадин и малой амплитуде локальных тектонических движений, что приводит к невысоким скоростям денудации и осадконакопления.



Рисунок 25. Положение Саяно-Тувинского разлома

Саяно-Тувинский разлом протягивается вдоль южного края Западных Саян, на границе с межгорной Тувинской котловиной. По результатам структурно-геологического дешифрирования и полевых исследований было установлено, что разлом вытянут в восточно-северо-восточном направлении, его западная часть, выходящая к подножью горного сооружения, выражена слабо и зачастую не несет признаков активности, о чем упоминалось в работе Г.А. Чернова и П.Я. Зеленкова [1979]. Восточная часть, в районе поселка Ишкин и далее на восток гораздо более четко выражена на материалах дистанционного зондирования. Однако, в этой области разлом проникает вглубь горного массива и маркируется четкообразной серией грабенов с крутыми бортами, в нижней части осложненными скальными оползнями и обвалами. На этих бортах часто выражены и хорошо оформлены фасеты, в некоторых случаях они имеют несколько уровней, смещенных друг относительно друга по механизму правого сдвига. По линии разлома прослеживаются подпруженные долины, как например долина реки Шеле. Впадины соединены слабо изогнутой долиной, перпендикулярной основным элементам орографии. Вдоль долины заметны смещения водоразделов, водотоков, отдельных горных вершин, разорванных и растянутых. Долина нижнего течения реки Хемчик в местах пересечения ее разломом также фрагментарно нарушена характерными линейными структурами,

вытянутыми вдоль простирания разлома, маркируется смещениями и приподнятым южным крылом. Подпруженность ряда долин (реки Шеле, Хемчик), их antecedentное строение при пересечении южного борта разлома, указывают на то, что южный блок приподнят относительно северного. В долине реки Хемчик описаны и крупные сейсмодислокационные структуры [Вдовин, 1982], наиболее яркой из которых является сейсмообвал, описанный в серии работ [Чернов Г.А., Зеленков П.Я., 1979, Чернов, 1978].

Что касается южных оперяющих структур Саяно-Тувинского разлома, ответвляющихся от него и выходящих на северный борт Тувинской впадины, которые были намечены по материалам дистанционного зондирования по спрямленным фронтам, резким перегибам и предположительным сбросовым фасетам, полевые наблюдения показали, что надежных геоморфологических и геологических подтверждений их разломной природы нет. Отсутствуют разломные уступы в коллювиальном шлейфе, смещение чехла рыхлых отложений и иные признаки новейшей разломной тектоники. Спрямленность фронта гор и «сбросовые» фасеты, выделенные по материалам дистанционного зондирования, в действительности связаны с литологической предрасположенностью и условиями залегания горных пород.

Похожие наблюдения были сделаны нами в пределах Каахемского разлома, протянувшегося в нескольких километрах к востоку от города Кызыл, на правом берегу реки Малый Енисей. По материалам дистанционного зондирования здесь выделяется спрямленная дугообразная структура, выраженная седловиной, пересекающей водоразделы, по данной границе происходит резкая смена морфологии этих водоразделов. Данная структура может быть интерпретирована как новейший разлом, однако, натурные наблюдения показывают, что в новейших формах рельефа и комплексе четвертичных отложений эта структура никак не выражена. Граница обусловлена резкой сменой вещественного состава, к северо-западу от нее располагается комплекс сильно деформированных осадочных пород, к юго-востоку – интрузивы кислого состава, их контакт проработан гидротермальными процессами и, возможно, подорван разломом, но оснований говорить о его современной активности нет.

Совокупность полученных данных говорит о том, что формирование кайнозойских впадин Тывы не связано с активной разрывной тектоникой, что ранее предполагалось отдельными исследователями [Зайцев, 1947, Шорыгина, 1960, Чернов, 1978]. Наиболее активный сегмент Саяно-Тувинского разлома находится севернее фронта горного сооружения. Южный блок, прилегающий к Убсунурской впадине, поднят относительно северного, прилегающего к хребту, а непосредственные отроги гор, которые по материалам

дистанционного зондирования могут быть интерпретированы как опережающие разлом структуры, при полевом исследовании не несут следов разрывной тектоники.

О несогласованности формирования впадин Тывы и активной разломной тектоники говорит также положение и структура Эрзин-Агордагского разлома, расположенного на востоке Убсунурской впадины, палеосейсмологические исследования на этом разломе на территории Монголии были проведены Аржанниковым С.Г. с коллегами [Аржанников, Аржанникова, 2009]. Данное разрывное нарушение протягивается через хребет Сенгилен вглубь Убсунурской котловины, то есть сечет борт впадины и осложняет рельеф днища впадины (Рисунок 26). Этот разлом несет в себе четкие признаки сдвиговой зоны как на ДДЗ, так и при натуральных наблюдениях, в геоморфологических так и геологических объектах, изученных нами в естественных и искусственных обнажениях.



Рисунок 26. Выраженность Эрзин-Агордагского разлома в рельефе Убсунурской впадины

Южнее, на территории Монголии активная разломная тектоника вносит гораздо более существенный вклад в развитие горных сооружений. Так, описанное ранее накопление грубообломочной толщи плиоцен-четвертичного возраста в котловине Больших Озер обусловлено формированием хребта Хан-Хухей и его предгорий. Данный ороген разделяет впадины озер Хиргис-Нур и Убсу-Нур. Осевую зону данного хребта занимает крупная левосдвиговая структура Хангайского (Балнайского) разлома, протянувшаяся более чем на 370 км. Разлом сейсмоактивен, в 1905 году в результате подвижки по нему произошло мощнейшее землетрясение [Хилько, 1985]. Очевидно, что данный разлом играет важнейшее структурное и рельефообразующее значение. Интересным и важным является решение структурного соотношения Хангайского разлома и надвигов, ограничивающих впадину озера с севера. Представляется, что сдвиговая деформация Хангайского разлома является первичной, генерирующей осложняющие структуры сжатия на прилегающих территориях, в том числе и надвиги, описанные выше.

Отсутствие признаков активности надвига в позднечетвертичное время может говорить о смене механизмов реализации сжатия либо через пликативные деформации, либо формирование «слепого» надвига, не имеющего выход на дневную поверхность. При этом трудно объяснить прогибание впадин только эффектом от сдвиговых деформаций по Хангайскому разлому. Оно, по-видимому, связано с относительным ростом Хангайского нагорья и Монгольского Алтая, что говорит о сосуществовании двух парагенезисов структур, развивающихся параллельно или сменяющих друг друга во времени.

В пользу двух независимых парагенезисов структур может говорить строение Убсунурской впадины, изученной нами в 2020-2021 гг. Она также входит в котловину Больших Озер и расположена к северу от хребта Хан-Хухэй, ее северная граница устроена схожим с впадиной Хиргис-Нур образом. Это выражается в сочетании надвиговых структур, ограничивающих впадину с севера, и расположенного чуть севернее разлома левосдвиговой кинематики. Надвиговые деформации выражены в присутствии локальных малоамплитудных разломов, нарушающих строение позднемиоценовых отложений и крутом падении палеоген-неогеновых отложений вблизи фронта гор [Зайцев, 1947, Шорыгина, 1960, Попова, 1968]. Однако признаков активности разрывного нарушения в строении современном рельефе или строении четвертичных пород нет. Также отсутствует выходящая непосредственно на дневную поверхность плоскость разлома. В тоже время расположенный севернее и частично косо к границе Убсунурской впадины Южно-Тануолинский разлом имеет признаки голоценовой сейсмической активности и прекрасно выражен в современном рельефе. Строение Убсунурской впадины также нарушает Эрзин-Агордагский левый сдвиг, имеющий северо-восточное простирание, секущее как саму впадину, так и ее границу (Рисунок 26, 27). Активность разлома в голоцене также не вызывает сомнений [Аржанников, Аржанникова, 2009], а тренчинг этого разлома позволяет говорить хотя бы о трех подвижках.

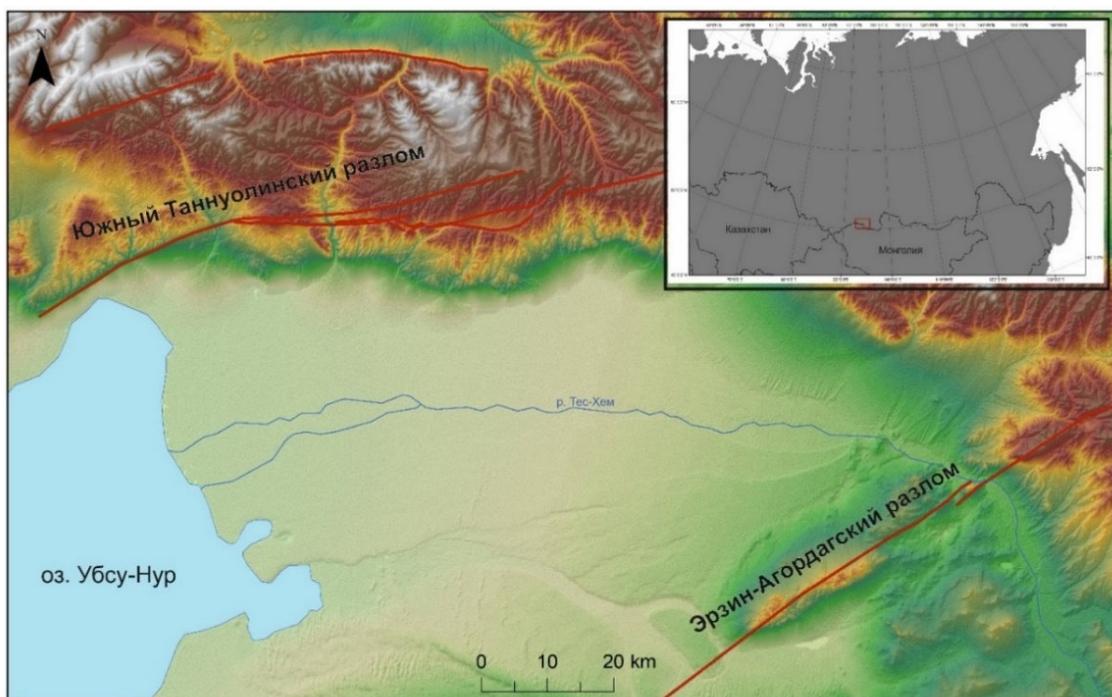


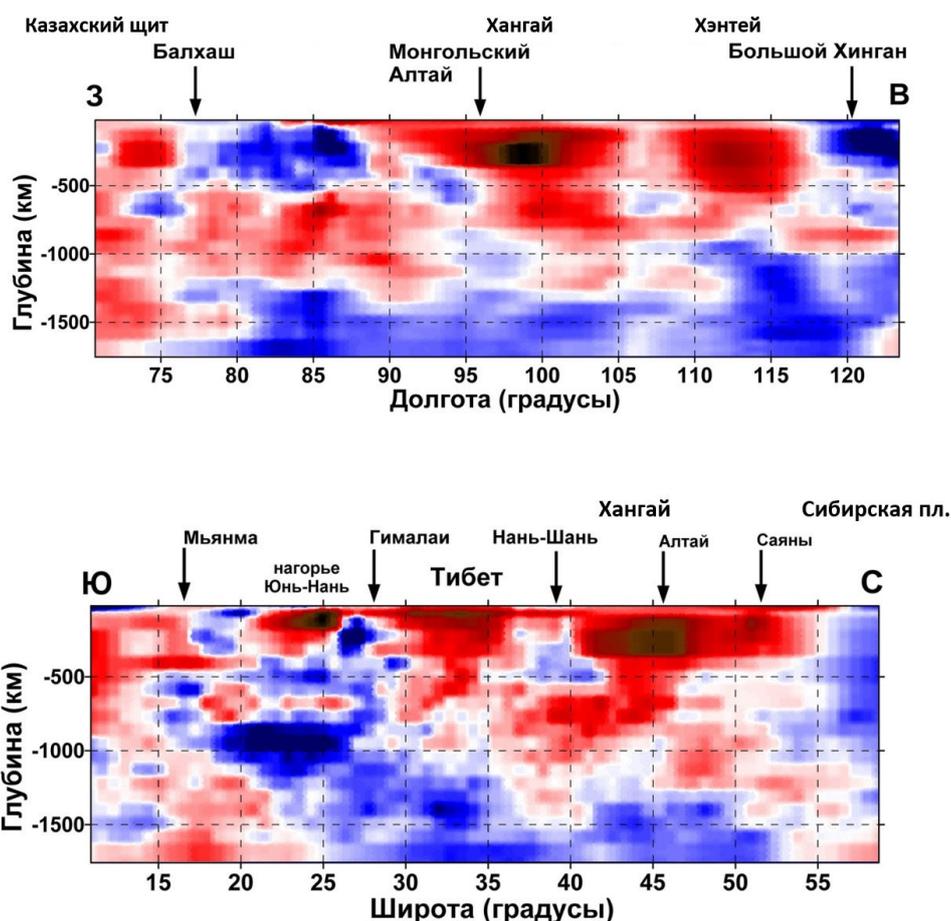
Рисунок 26. Положение активных разломов относительно Убсунурской впадины

Из полученных данных следует, что взаимоотношение развития межгорных впадин Центрально-Азиатского подвижного пояса с активной разломной тектоникой может иметь принципиально разный характер: известны впадины как с активными разломными границами, так и развивающиеся независимо от активных разломов.

3.3 Строение мантии Центральной Азии и сопоставление кайнозойской структуры севера Центральной Азии со строением мантии

Для сопоставления кайнозойской структуры Центральной Азии с мантийными неоднородностями были составлены скоростные профили, горизонтальные срезы на разных глубинах и 3D изображения мантии. Основанием для этого послужила объемная модель вариаций скоростей продольных (P) волн MITP08 [Li et al., 2008], представляющая отклонения скоростей P-волн от среднего значения (dV_p), заданные в процентах. Анализ модели показал следующее [Трифонов и др., 2021б]. Пододвигание высокоскоростных верхов мантии Индийской платформы под Гималаи вызвало деформационное утолщение и резкое разуплотнение литосферы, что привело к усилившемуся в плиоцен–четвертичное время подъему Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира, Южного и Западного Тибета и Западного Куьнлуя. Под остальной частью Центральной Азии, за исключением периферийных горных систем, сейсмические скорости в верхней мантии понижены. Выявлены Хангайский и Тибетский внутримантийные плюмы (Рисунок 27). Первый восходит с глубин ~1300 км, второй – 1400–1600 км. От Хангайского плюма ответвляется на глубинах 800–1000 км Хэнтэйский плюм. Низкоскоростные потоки от Хангайского

плюма и его Хэнтэйской ветви прослеживаются в Забайкалье, куда проникают также низкоскоростные потоки от восточной активной окраины Азии. Низкоскоростная мантия Забайкалья является интегральным эффектом двух указанных воздействий. Хангайский и Тибетский плюмы представляются особую категорию плюмовых образований, восходящую из верхов нижней мантии. Этим, а также меньшими масштабами своих проявлений, они отличаются от Африканского (Эфиопско-Афарского) и Тихоокеанского суперплюмов, восходящих от границы ядра и мантии Земли.



Области пониженных значений Р-волн показаны красным цветом, пониженных – синим. Вверху широтный профиль через Хангайский плюм и его Хэнтэйскую ветвь. Внизу меридиональный профиль через осевую часть Хангайского плюма и Тибетский плюм.

Рисунок 27. Сейсмотомографические разрезы через Хангайский и Тибетский плюмы

Исследована кайнозойская структура над Хангайским плюмом и его обрамлением (Рисунок 28). Установлено, что основному телу Хангайского плюма соответствует Хангайское нагорье, а над наиболее глубокой частью плюма находится самая высокая южная часть нагорья. Хэнтэйское нагорье, меньшее по размерам и высоте, расположено над северо-западным краем Хэнтэйской ветви плюма. К северу, западу и югу от Хангайского нагорья протягивается С-образный пояс впадин, погружавшихся с позднего олигоцена до четвертичного времени составлявшие часть пояса впадины ЮЗ Байкала вошли в

состав Байкальской рифтовой зоны, а остальные впадины были вовлечены в общее поднятие региона. Новейшие разломы обрамляют С-образный пояс с внешней стороны. Другой пояс кулисно расположенных впадин протягивается вдоль восточной границы Монголии, обрамляя Хангайское и Хэнтэйское нагорья. Все проявления мелового и кайнозойского внутриплитного базальтового вулканизма региона, квалифицированного В.В. Ярмолюком как плюмовый, оказываются в пределах контуров Хангайского плюма на тех или иных глубинах. Поэтому мы считаем весь описанный структурный ансамбль обусловленным динамическим воздействием Хангайского плюма (Рисунок 29).

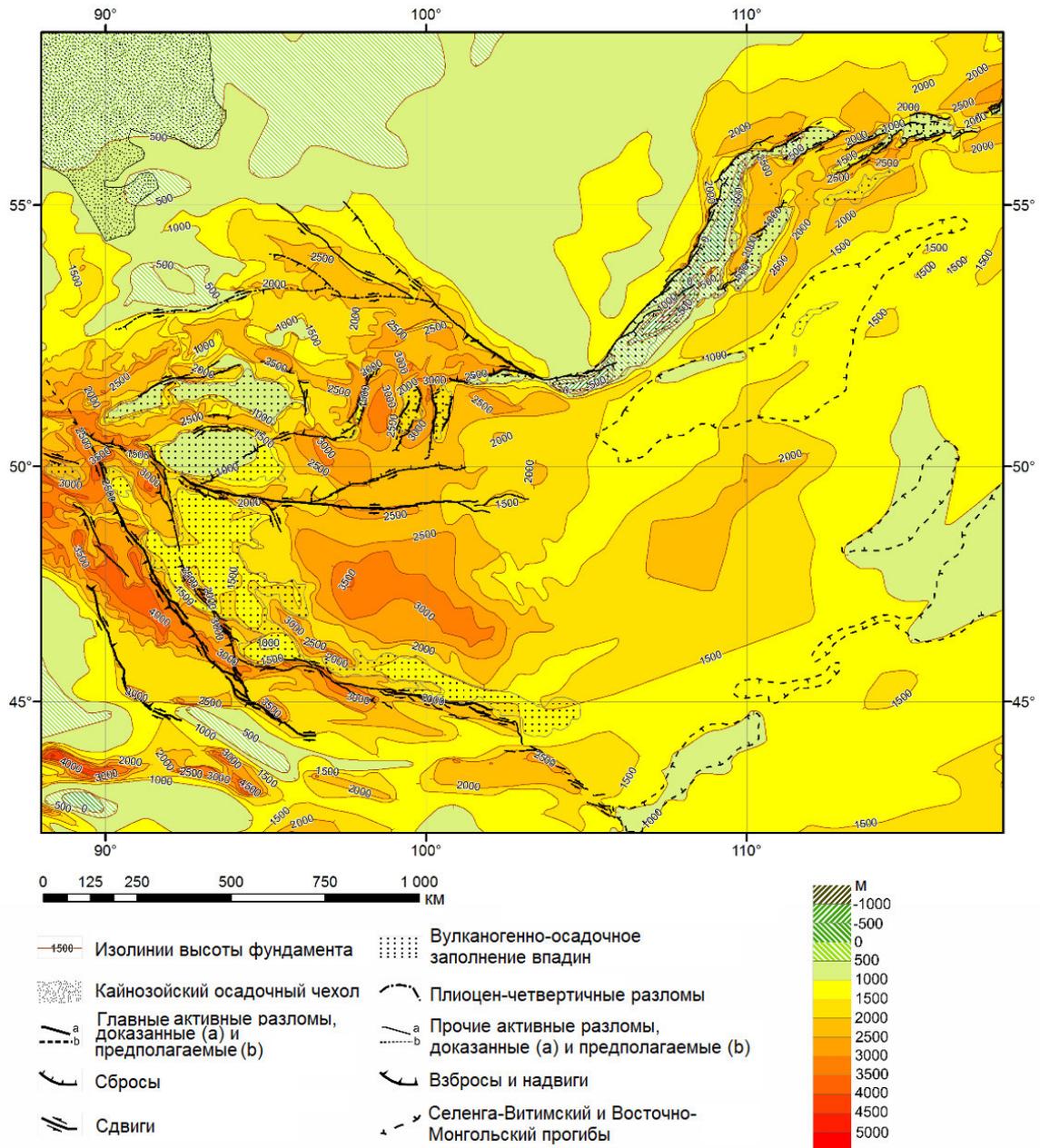


Рисунок 28. Кайнозойская тектоническая структура севера Центральной Азии

В северной части Центральной Азии выделяется второй структурный ансамбль, наиболее ярко выраженный системой активных разломов [Трифонов и др., 2021а] (Рисунок

30). Среди разломов преобладают нарушения с ведущей сдвиговой компонентой смещений, которая на западе и в центре региона сочетается со взбросовой компонентой, а на северо-востоке, в Байкальской рифтовой зоне и Забайкалье, со сбросовой компонентой. Иначе говоря, западная и центральная части региона развиваются в условиях транспрессии, а северо-восточная – в условиях транстенсии и растяжения.

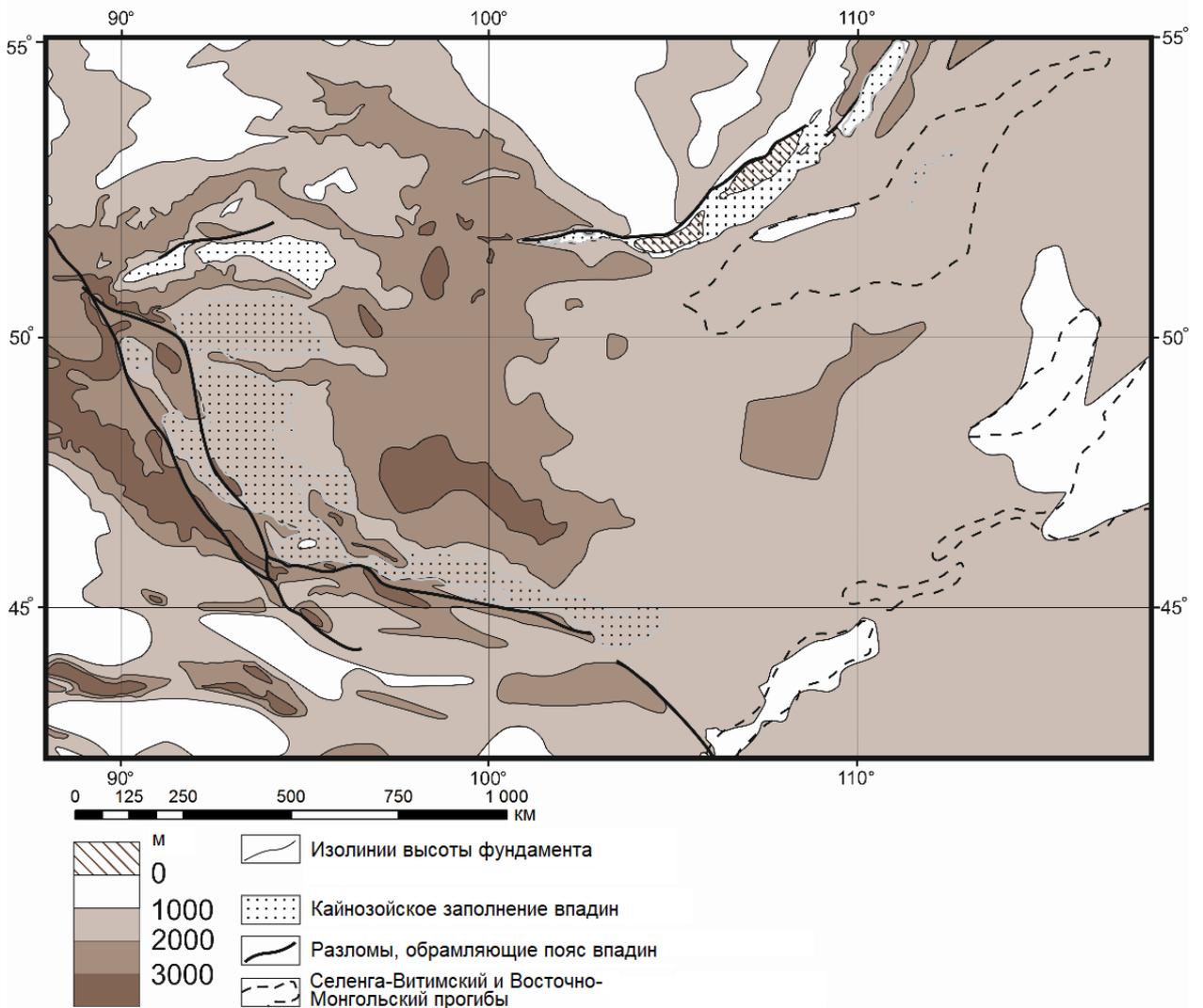


Рисунок 29. Кайнозойский структурный ансамбль, связанный с воздействием Хангайского плюма

Возникает вопрос, как в одном регионе могут сочетаться структурные образования, связанные с воздействием мантийного плюма и отходящих от него низкоскоростных мантийных потоков и связанные с латеральным взаимодействием плит и блоков литосферы. Можно было бы предположить, что элементы двух структурных ансамблей разновозрастны (активные разломы моложе). Но сбросы северо-восточного простирания, являющиеся элементами второго структурного ансамбля, формировались и развивались в Забайкалье с мелового времени. А кайнозойские тектонические нарушения, наследуемые активными разломами, являются важным элементом строения линейных сводово-глыбовых поднятий

Монголии. Следовательно, два структурных ансамбля развивались одновременно, и их различия обусловлены тем, что они представляют собой геодинамические проявления процессов, протекающих в разных оболочках Земли.

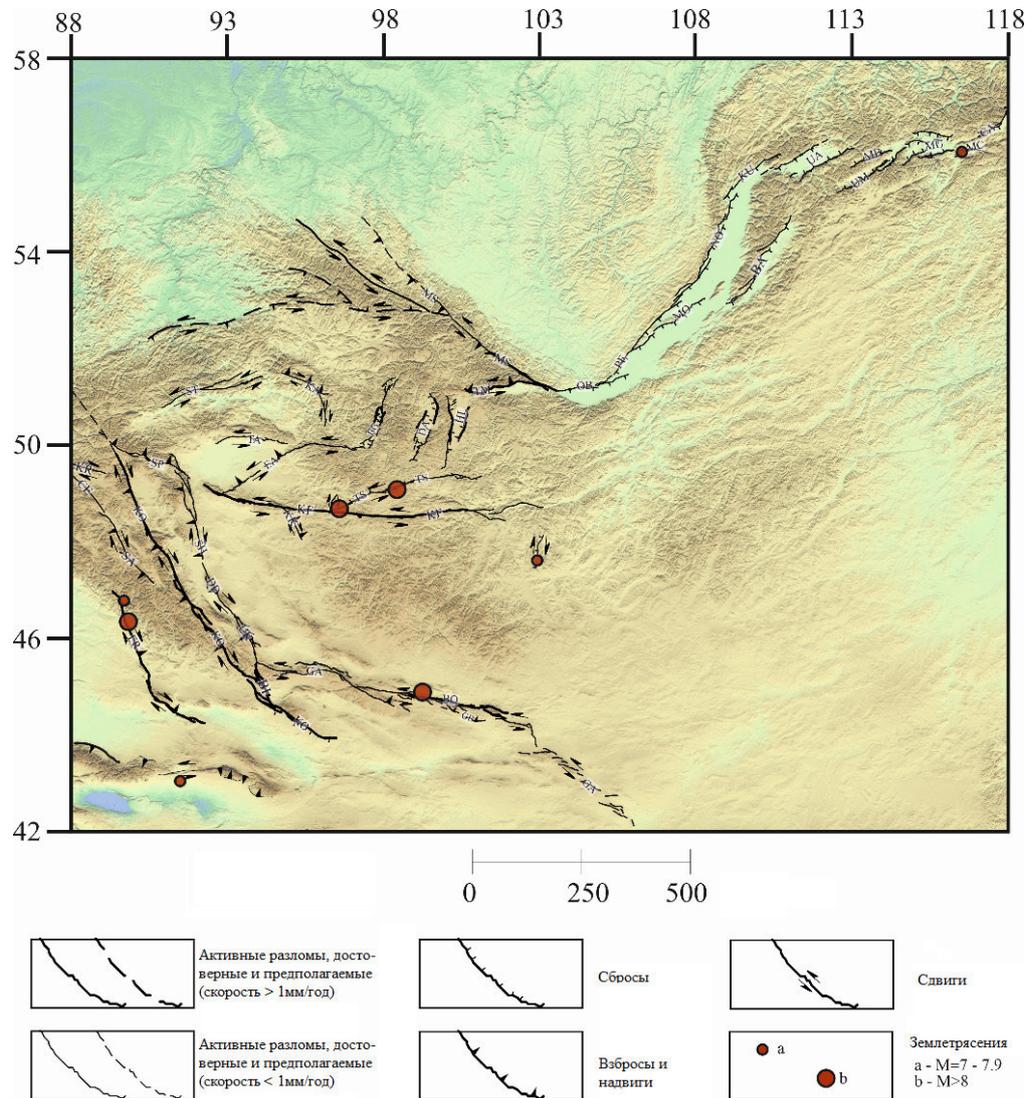


Рисунок 30. Активные разломы севера Центральной Азии

Заметим также, что утонение и прогрев литосферы над Тибетским и Хангайским плюмами привели к тому, что деформации латерального удлинения здесь превысили деформации латерального укорочения, и литосфера не могла передавать давление Индийской платформы более северным тектоническим зонам [Трифонов и др., 2021a]. Можно допустить поэтому, что эффект Индо-Азиатской коллизии обусловлен на севере региона не столько движением Индийской плиты к северу, сколько встречным движением Сибирской платформы, а образование Байкальской рифтовой зоны и растяжение Забайкалья связано с отодвиганием Амурской плиты от Сибирской платформы в результате воздействия Тихоокеанской активной окраины.

4 Интеграция геодинамических данных в Базу данных активных разломов Евразии

Важнейшей задачей являлось накопление и систематизация новых результатов, полученных как непосредственно научным коллективом, так и иными научными группами. Ранее нами была создана и опубликована База данных активных разломов Евразии (AFEAD [Бачманов и др., 2017]). На момент публикации AFEAD включала более 30 000 объектов – разломов, разломных зон и связанных с ними тектонических нарушений и деформаций – с координатной привязкой, достаточной, чтобы изобразить его без огрубления на картах масштаба 1: 1000000. К настоящему времени количество объектов базы данных (БД) превысило 48 000; в отличие от первичного наполнения БД, концепция постоянной актуализации базы данных потребовала большей формализации при обработке поступающих данных. За отчетный период структура БД была доработана для обеспечения постоянной актуализации данных [Zelenin et al., 2022], созданы разнообразные способы визуализации БД, подготовлена вспомогательная документация. Из-за объема материалов и специфики понятия «активный разлом» требовалось детальное обоснование структуры и разработка интерфейса для взаимодействия стороннего исследователя с AFEAD. В отчетный период БД AFEAD была лицензирована свободной лицензией CC-BY 4.0 и опубликована с присвоением DOI: 10.13140/RG.2.2.25509.58084. Информация о принципах наполнения и актуализации БД была опубликована в высокорейтинговом журнале Earth System Science Data (IF = 11,8) [Zelenin et al., 2022].

Основные изменения в БД связаны со следующими соображениями. Современная структура БД подразумевает ее наполнение вновь опубликованными данными с поддержанием однородной детальности и включением всех релевантных атрибутов. Для сохранения баланса между максимально точной передачей информации из публикации-источника и возможностью сопоставления параметров различных объектов, атрибуты БД разделены на две группы: обосновывающие, полученные напрямую из источников, и оценочные – результат интерпретации опубликованных материалов авторами БД.

После публикации первой версии БД [Бачманов и др., 2017], была проведена большая работа над формализацией обосновывающих атрибутов. В современной редакции они включают в себя: FAULT_NAME и ZONE_NAME – название разлома и зоны, в которую он входит (ранее единое поле NAME); PARM – данные о морфологии, кинематике и величинах смещений по разлому за различные отрезки времени, скоростях движений, установленные по данным об амплитудах смещений за определенное время, возрасте последних проявлений активности, сейсмических и палеосейсмических проявлениях, связанных с объектом (записаны в виде списка “мнемонический ключ”=”значение”(“ссылка”); TEXT – дополнительные сведения об объекте, записанные в

свободной форме; AUTH – источники информации об объекте. Список мнемонических ключей поля PARM и их возможных значений обеспечивает возможность запросов средствами СУБД.

Оценочные атрибуты формируются авторами БД на основании оценочных: SNS1 – ведущая компонента движений по разлому согласно структурно-геологической классификации. SNS2 – второстепенная компонента движений по разлому, если она существует. SIDE – индикатор относительно поднятого крыла. RATE – три ранга скорости молодых движений по разлому ($V < 1$ мм/год; $1 \leq V < 5$ мм/год; $V \geq 5$ мм/год). CONF – четыре категории достоверности оценки объекта как активного. Для всех полей этой группы строго определена область возможных значений что обеспечивает основу для классификации и пространственного анализа. CONF интерпретируется как ранговая мера ожидания того, что независимый исследователь поддержит гипотезу об активности разлома, учитывая доказательства из источников, предоставленных в поле AUTH. К сожалению, этот весьма неоднозначный критерий является важнейшим атрибутом активного разлома при обобщающих работах. Предложены следующие критерии для определения значения CONF: "А" означает, что активность разлома доказана либо серией опубликованных исторических и инструментальных наблюдений, либо палеосейсмологических исследованиями, и что на линии разлома произошло несколько землетрясений, согласующихся с кинематикой разлома; "В" – подвижки по разлому однозначно проявлены в рельефе, однако исторические события отсутствуют; "С" – свидетельств активности мало, отсутствуют сейсмогенные формы рельефа либо проявления сейсмичности; "D" – разлом назван активным в источнике, но это мнение не подтверждено доказательствами. Значение CONF пересматривается, если получены новые данные по изучаемому объекту, а также если новые данные по соседним разломам подтверждают или ставят под сомнение активность изучаемого объекта.

Постоянно возрастающий интерес к AFEAD со стороны научного сообщества потребовал создания единой онлайн-точки доступа к визуализации БД. Такой точкой доступа стала электронная карта активных разломов Евразии (http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html), предназначенная для визуализации пространственного положения и атрибутов AFEAD. Основной сценарий использования Карты – визуальный анализ пространственного положения и основных атрибутов объектов БД совместно с общегеографической нагрузкой и положением эпицентров землетрясений (Рисунок 31).

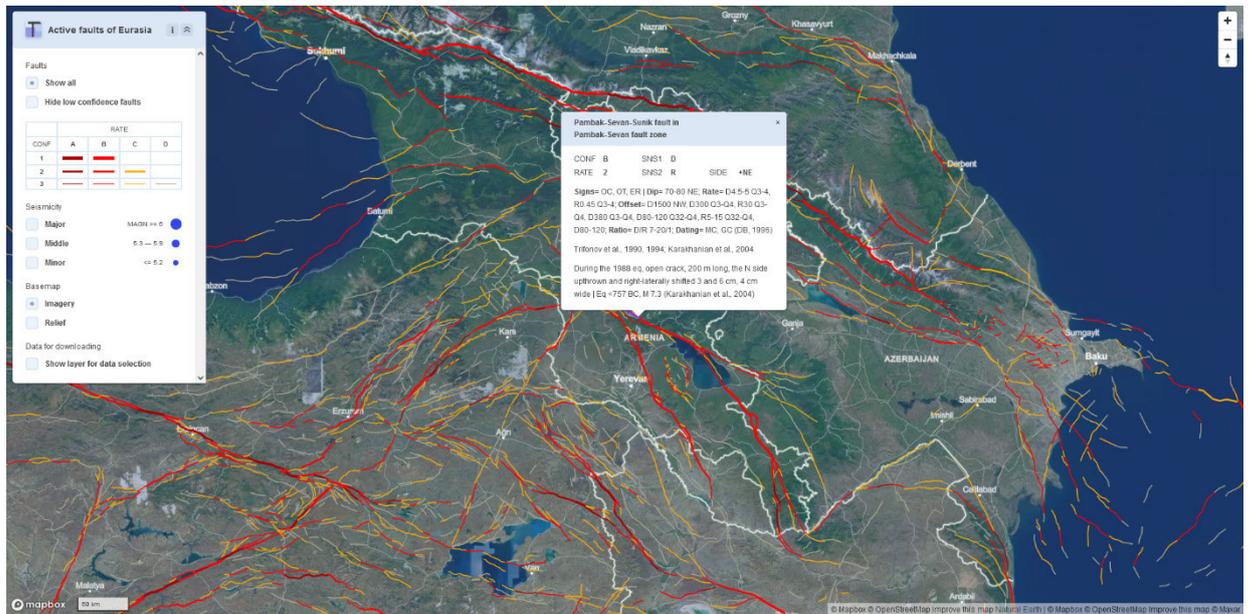


Рисунок 31. Скриншот электронной карты активных разломов Евразии AFEAD с атрибутивной таблицей для сегмента Памбак-Севанского разлома (http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Планы исследований по НИР в отчетный период выполнены полностью. Главные результаты, полученные в ходе работ по теме, сводятся к следующему:

1. Для Притихоокеанского тектонического пояса обоснована принципиальная кинематическая модель, заключающаяся в диффузном перемещении блоков Притихоокеанского пояса на юго-запад относительно Евразии.
2. Работы в Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса позволили оценить время начала и скорость горообразования Большого Кавказа. Установлено, что апшеронские галечники датируют начало активного поднятия Юго-Восточного Кавказа (ЮВК). Минимальная скорость поднятий ЮВК за последние 1,8 млн лет составляет: 1,4 мм/год для северного склона; 2,5 мм/год для осевой зоны. В среднем плейстоцене – голоцене в зоне северного склона ЮВК происходит резкое ускорение поднятий до 2,5 мм/год, а в осевой зоне, вероятно, ещё выше. Минимальная скорость поднятий осевой зоны Западного Кавказа (ЗК) в бассейне р. Белой составляет 0,93 мм/год за последние 3,6 млн лет от начала накопления грубой молассы на рубеже занклия – пьаченция. Западный Кавказ начал подниматься раньше, но с меньшими скоростями по сравнению с ЮВК. Процесс орогенных поднятий ЗК на 8 млн. л., а ВК – почти на 10 млн.л. отстает от сарматского пика максимального сжатия и коллизии, то есть коллизионные деформации не привели к формированию высоких гор. Причиной плиоцен-четвертичных постколлизионных поднятий Большого Кавказа скорее является воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс по модели [Трифонов и др., 2012].
3. В Центрально-Азиатском подвижном поясе основные результаты получены для впадин Тувинско-Монгольского сегмента. Несмотря на развитие крупных сейсмических активных разломов (таких как Саяно-Тувинский, Эрзин-Агордагский, Хангайский), их положение и кинематика не соответствует морфологии новейших внутригорных впадин. Их развитие, по-видимому, связано с относительным ростом Хангайского нагорья и Монгольского Алтая, что говорит о сосуществовании двух парагенезисов структур, развивающихся параллельно или сменяющих друг друга во времени.

Большая часть полученных результатов была представлена на всероссийских и международных конференциях, а также опубликована в рецензируемых изданиях, преимущественно индексируемых Web of Science либо Scopus, всего 23 публикации, из которых 14 WoS/Scopus (полный список приведен в Приложении А). Эти данные совместно с первичными полевыми материалами, находящимися на этапе обработки, послужат заделом для дальнейших работ по новейшей тектонике подвижных поясов.

Список использованных источников

1. Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзино-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009/ №2. С. 56-66.
2. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711-736.
3. Белуженко Е.В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 28 с.
4. Белуженко Е.В., Бурова Ж.В. Субконтинентальные верхнемиоцен - плиоценовые отложения р. Белой (гавердовская свита) // Достижения и проблемы геологии, минерально-сырьевой базы и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С. 85-94.
5. Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 11-75.
6. Буланов С.А. Рельеф Центрально-Азиатского горного пояса и механизмы его формирования. Автореф. дисс. докт. геог. наук. М.: ИГРАН, 2005. 37 с.
7. Вангенгейм Э. А., Певзнер М. Н., Тесаков А. С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегии псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюллетень Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1990. № 59. С. 81–93.
8. Вдовин В.В., Зеленков П.Я. Сейсмогенные формы рельефа Тувы и Западного Саяна // Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск: Наука. 1982. С. 99–106.
9. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Гордеев Н.А. Структура Керченско-Таманской складчатой зоны Азово-Кубанского прогиба // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 2. Вып. 50. С. 64-83 DOI: 10.31431/1816-5524-2021-2-50-64-83
10. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А., Фролов П.Д., Титов В.В., Тесаков А.С., Трифонов В.Г., Латышев А.В., Орлов Н.А. Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании и деформации рельефа на севере Таманского п-ова, Краснодарский край // Геоморфология. 2020. № 1. С. 53–67. DOI: 10.31857/S0435428120010046.
11. Геология СССР. Том 9. Северный Кавказ. Недра, Москва, 1968 г., 760 с.

12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская Лист М-46 Кызыл. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2008.
13. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция. М.: Наука. 1981. 200 с.
14. Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука (КазССР), 1969. 167 с.
15. Зайсанская опорная скважина: Восточно-Казахстанская область. Ред. В.К. Василенко, И.Г. Левченко. Л.: Гостоптехиздат, 1962. Вып. 187. 150 с.
16. Зайцев Н.С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9.
17. Зайцев Н.С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9.
18. 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.
19. 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
20. Милановский Е.Е., Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
21. Невеская Л.А., Коваленок Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. М: ПИН РАН, Москва. 2004. 91 с.
22. Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 5–16.
23. Попова С.М. Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АССР) // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири: сборник статей / А.П. Жузе, Н.А. Флоренсов (отв. редакторы). М.: Наука, 1968. С. 32–252.
24. Рождественский В. С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция зоны Центрально-Сахалинского разлома в кайнозое // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. №. 1. С. 17-28.
25. Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С 156-159.

26. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2014. 271 с.
27. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021а. № 3. С. 60-77
28. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3-21.
29. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3-21
30. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31-59
31. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021б. № 3. С. 31-59
32. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона и её соотношения со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
33. Трифонов В.Г., Хессами Х., Попов С.В., Зеленин Е.А., Трихунков Я.И., Фролов П.Д., Головина Л.А., Симакова А.Н., Рашиди А., Латышев А.В. Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнитостратиграфическим данным. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 4. С. 100–120.
34. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
35. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. 2019. № 4. С. 78–99.
36. Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др. Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85-101.
37. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы тектонического развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества (ЧЭС). 2006. №2. С. 98-106

38. Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3-15.
39. Халимов Э.М., Силич А.М., Обухов А.Н. Результаты нефтепоисковых работ в Зайсанской впадине // Геология нефти и газа. 1991. № 10. С. 11-14.
40. Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. Отв. ред. В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсов. М. : Наука. 1985. 224 с.
41. Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области / Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области / Отв. ред.: В.П. Солоненко, В.А. Николаев. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
42. Чернов Г.А., Зеленков П.Я. Сейсмогеология области Западно-Тувинских поднятий / Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Отв. ред.: В.П. Солоненко, В.А. Николаев Новосибирск: Наука, 1978. С. 58–68.
43. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // Доклады академии наук. 2002. Т. 384. № 1. С. 95–102
44. Шалаева Е.А., Соколов С.А., Хисамутдинова А.И. Лениканский игнимбрит как продукт извержения вулкана Арагац, Армения // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 32–42. DOI: 10.31857/S0203030620020054
45. Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы // Тр. ГИН РАН. Вып. 26. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 165–203.
46. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. 2012. 264 с.
47. Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И., Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала Кайнозоя Зайсанской впадины и ее биостратиграфическое обоснование. Уфа: УНЦ РАН, АН РБ. 1993. 68 с.
48. Fournier, M., Jolivet, L., Huchon, P.h., Sergeyev, K.F., Ostorbin, L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 2701–2725.
49. Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults //Tectonophysics. 1974. V. 21. №. 1-2. P. 93-134.
50. Hindle D. Sedov B, Lindauer S, Mackey K. The Ulakhan fault surface rupture and the seismicity of the Okhotsk–North America plate boundary // Solid Earth. 2019. V. 10. №. 2. P. 561-580.

51. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. № 2.
52. Jolivet, L., Davy, P., Cobbold, P. Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1990. V. 9. P. 1409–1419.
53. Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Aliyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2008 V. 9(4). P. 1099 - 1126. doi: 10.5800/GT-2018-9-4-0385
54. Kozhurin A.I. Active faults in Sakhalin and North of the Sea of Okhotsk: Does the Okhotsk plate really exist? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2022. V. 230. art. 105219
55. 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
56. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 5. P. 1–21.
57. Lucas S.G., Emry R.J., Bayshashov B.U., Tyutkova L.A. Cenozoic mammalian biostratigraphy and biochronology in the Zaysan Basin, Kazakstan // *Papers on geology, vertebrate paleontology, and biostratigraphy in honor of Michael O Woodburne*. Albright L B III ed. Flagstaff, Museum of Northern Arizona Bulletin. 2009. V. 65. P. 621-633.
58. Riegel S. A., Fujita, K., Koz'min, B. M., Imaev, V. S., Cook, D. B. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20. № 7. P. 607-610.
59. Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E. The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus). Tbilisi. Georgian National museum of paleobiology. 2011. 200 p.
60. Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydalenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylia brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // *Quaternary International*. 2021. V. 605-606. P. 329–348. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.020>.
61. Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J., Hooker J.J., Ogg J.G.. The Paleogene Period // *Geological Time Scale*. Eds. Gradstein F.M. et al. 2020. V. 2. P. 1087-1140.
62. Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N., Frolov P.D., Syromyatnikova E.V., Kurshakov S.V., Volkova N.V., Trikhunkov Ya.I., Sotnikova M.V., Kruskop S.V., Zelenkov N.V.,

- Tesakova E.M., Palatov D.M. Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology // *Fossil Imprint*. 2017. Vol. 73. No 3–4. P. 383–444.
63. Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 119-137.
64. Trifonov V. G. Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V. The Upper Pliocene–Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary International*. 2020. V. 546. P. 229-244. doi: 10.1016/j.quaint.2019.11.004
65. Wang Y.Q., Li Q., Bai B., Jin X., Mao F.Y., Meng J. Paleogene integrative stratigraphy and timescale of China // *Science China, Earth Sciences*. 2019. V. 62. P. 1-23.
66. Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset. // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14. P. 4489–4503. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>.

Приложение А. Библиография
Публикации коллектива в 2020-2022 гг..

Статьи в рецензируемых журналах:

1. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Гордеев Н.А. Структура Керченско-Таманской складчатой зоны Азово-Кубанского прогиба // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 2. Вып. 50. С. 64-83 DOI: 10.31431/1816-5524-2021-2-50-64-83
2. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А., Фролов П.Д., Титов В.В., Тесаков А.С., Трифонов В.Г., Латышев А.В., Орлов Н.А. Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании и деформации рельефа на севере Таманского п-ова, Краснодарский край // Геоморфология. 2020. № 1. С. 53–67. DOI: 10.31857/S0435428120010046.
3. Зеленин Е.А., Гарипова С.Т. Активная разломная тектоника Срединного хребта, п-ов Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 104-112.
4. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60-77
5. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31-59
6. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона и её соотношения со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
7. Трифонов В.Г., Хессами Х., Попов С.В., Зеленин Е.А., Трихунков Я.И., Фролов П.Д., Головина Л.А., Симакова А.Н., Рашиди А., Латышев А.В. Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнитостратиграфическим данным. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 4. С. 100–120.
8. Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М., Сыромятникова Е.В., Латышев А.В., Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Азельханов А.Ж. Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85-101
9. Шалаева Е.А., Соколов С.А., Хисамутдинова А.И. Ленинанканский игнимбрит как продукт извержения вулкана Арагац, Армения // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 32–42. DOI: 10.31857/S0203030620020054

10. Kozhurin A.I. Active faults in Sakhalin and North of the Sea of Okhotsk: Does the Okhotsk plate really exist? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2022. V. 230. art. 105219
11. Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydalenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylia brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // *Quaternary International*. 2021. V. 605-606. P. 329–348. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.020>.
12. Trifonov V. G. Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V. The Upper Pliocene–Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary International*. 2020. V. 546. P. 229-244. doi: 10.1016/j.quaint.2019.11.004
13. Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Simakova A.N., Popov S.V., Bylinskaya M.E., Aliyev F.A. Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylia marine deposits and continental molasses // *Quaternary International*. 2021. vol. 605-606. p. 349-363, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.043>
14. Zelenin E. Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V. Tephrochronological dating of paleoearthquakes in active volcanic arcs: A case of the Eastern Volcanic Front on the Kamchatka Peninsula (northwest Pacific) // *Journal of Quaternary Science*. 2020. T. 35. №. 1-2. С. 349-361. doi: 10.1002/jqs.3145
15. Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset. *Earth System. Science Data*. 2022. Vol. 14. P. 4489–4503. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>.

Материалы конференций:

1. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Зеленин Е.А. База данных активных разломов Евразии: содержание и тектоническое применение // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 52 Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2020. Т. 1. С. 247–249.

2. Зеленин Е.А., Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Аспекты практического использования Базы данных активных разломов Евразии. Материалы 53 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 1. С. 180–184.
3. Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Соколов С.Ю., Тесаков А.С., Челик Х. Интенсивное четвертичное поднятие горных стран и его причины // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН: Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. М.: ИФЗ, 2020. С. 303–306.
4. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Зеленин Е.А., Бачманов Д.М., Трихунков Я.И. Новейшая структура и строение верхней мантии Центральной Азии. Материалы 53 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 2. С. 253–256.
5. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Х. Хессами Х. Мезозойско-кайнозойское тектоническое развитие Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в сопоставлении со строением верхней мантии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 52 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 247–249. Том 2. М.: ГЕОС, с. 343–346.
6. Трихунков Я.И., Кенгерли Т.Н., Бачманов Д.М., Фролов П.Д., Шалаева Е.А., Латышев А.В., Попов С.В., Симакова А.Н., Идрисов И.А., Алиев Ф.А. Четвертичный орогенез Юго-Восточного Кавказа: амплитуды, скорости, вероятные причины (на основе изучения акчагыльских морских отложений и континентальных моласс) // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН: Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. М.: ИФЗ, 2020. С. 292–302.
7. Зеленин Е.А., Стром А.Л., Гарипова С.Т., Соколов С.А. Вероятностный подход к характеристике активных разломов (на примере разломов Южной Тувы) / Изучение опасных природных процессов и геотехнический мониторинг при инженерных изысканиях. Материалы Общероссийской научно-практической конференции. М.: ООО «Геомаркетинг». 2021. С. 161-165. <https://doi.org/10.25296/978-5-6040982-4-0-2021-3-1-165>
8. Зеленин Е.А., Стром А.Л., Гарипова С.Т. Представление активных разломов в геологических материалах и их сегментация для задач сейсмического районирования / Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы Шестнадцатой Общероссийской научно-

практической конференции изыскательских организаций. М.: ООО «Геомаркетинг».
2021. С. 420-425. <https://doi.org/10.25296/978-5-6040982-3-3-2021-12-1-764>