## Промежуточный отчет 2021 по Проекту РФФИ 20-05-00441

Кайнозойские впадины на северо-западной границе Высокой Азии

# ОТЧЕТ О ВЫПОЛНЕНИИ ПРОЕКТА

#### Заявленные цели проекта на период, на который предоставлен грант

Согласно первоначальной заявке, цель проекта – исследовать и сопоставить новейшую структуру, тектоническое положение и историю формирования впадин левостороннего кулисного ряда, протягивающегося вдоль северо-западной границы Высокой Азии, и его соотношения с этой границей как в их поверхностном выражении, характеризующем земную кору, так и в глубинном строении на уровне верхней мантии.

Достижение этой цели предусматривает решение следующих задач:

(1) Сбор опубликованных данных о новейшей структуре, тектоническом положении и истории формирования впадин указанного кулисного ряда (Ферганской, Нарынской, Иссык-Кульской, Илийской, Алакульской, Зайсанской и Чуйско-Курайской).

(2) Анализ моделей рельефа, топографических и геологических карт и космических изображений для выявления элементов новейшей структуры перечисленных впадин, выражения северо-западной границы Высокой Азии в рельефе и новейшей структуре, соотношений этой границы с кулисным рядом впадин.

(3) Обработка палеомагнитных образцов, ранее отобранных участниками Проекта в Нарынской и Иссык-Кульской впадинах и уточнение на основе полученных результатов стратиграфии молассовых толщ Центрального Тянь-Шаня.

(4) Изучение тектоники и разрезов Алакульской и Зайсанской впадин, отбор и определение палеонтологических остатков и палеомагнитных образцов, создание хроно-стратиграфических моделей этих впадин.

(5) Сравнительный анализ истории формирования впадин кулисного ряда.

(6) Анализ сейсмотомографических данных глобальной сети с целью построения разрезов верхней мантии, пересекающих границы Высокой Азии и указанный ряд впадин.

(7) Создание модели строения, происхождения и развития новейшей структуры северозападной границы Высокой Азии и впадин указанного кулисного ряда.

2021 год – продолжение структурно-геоморфологических и неотектонических и исследований на основе анализа дистанционных материалов; анализ сейсмотомографических данных с целью изучения строения верхней мантии под кулисным рядом впадин и по обе стороны северо-западной границы Высокой Азии; предварительное обобщение данных о неотектонике северо-западной границы Высокой Азии и ее выражении в строении верхней мантии; полевые работы в Алакульской впадине и на ее обрамлениях; обработка полевых материалов.

## Полученные результаты с описанием методов и подходов

В 2021 г. выполнены экспедиционные работы в Алакульской впадине и ограничивающей ее с ЮЗ зоне Джунгарского активного разлома; продолжена обработка ранее полученных полевых и литературных материалов [Трихунков и др., 2020] для уточнения стратиграфии и воссоздания истории развития Зайсанской впадины; проанализированы и обобщены данные о строении впадин и истории формирования всего кулисного ряда новейших впадин и разделяющих их горных поднятий северо-западного обрамления Центральной Азии; новейшая структура и активная тектоника этих впадин и поднятий сопоставлена со строением верхней мантии региона. Результаты этого обобщения опубликованы в статьях [Трифонов и др., 20211,2].

(1) Результаты полевых работ в Алакульской впадине и зоне Джунгарского разлома Экспедиционные работы в Республике Казахстан проводили с 15.08.2021 по 05.09.2021 Соколов С.А., Юшин К.И. и Боголюбский В.А. (студент МГУ). Районом исследования были выбраны Алакольская впадина и ограничивающий ее с юго-запада Главный Джунгарский разлом. Исследования С.С. Соколова финансировались из средств гранта РНФ № 17-17-01073, поскольку одной из задач экспедиции, отвечающей тематике этого проекта, было изучение позднечетвертичной кинематики и палеосейсмичности Джунгарского разлома. Работы других участников, которые под руководством С.А. Соколова решали задачи данного проекта РФФИ, финансировались из его средств.

Джунгарский разлом проявляет активность с палеозоя, под косым углом ограничивая герцинские складчатые структуры. Кинематика разлома отвечает правому сбросо-сдвигу. По многочисленным геологическим и геоморфологическим проявлениям доказана позднечетвертичная активность разлома [Николаев, 1962; Диденко-Кислицина, 1965, 1968; Войтович, 1969; Трифонов, 1983; Grützner et al., 2016; Chia-Hsin Tsai et al., 2020]. Согласно В.С. Войтовичу, размах новейших вертикальных движений по разлому, оцениваемый по положению палеогеновой предорогенной поверхности выравнивания в Джунгарском хребте и глубине залегания палеозойского фундамента в Алакольской впадине, составляет 2 км, а с учетом локальных подвижек достигает 5-6 км. Горизонтальная составляющая смещения оценивается разными исследователями от 1-2 км до 7-10 км [Николаев, 1962; Диденко-Кислицина, 1965, 1968; Войтович, 1969], наибольшие суммарные амплитуды, по мнению В.С. Войтовича и авторов данного отчета приурочены к юго-восточным сегментам разлома. Проявления позднечетвертичной сейсмической активности определялись по геоморфологическим признакам и результатам тренчинга [Grützner et al., 2016; Chia-Hsin Tsai et al., 2020], однако из-за отсутствия радиоуглеродных датировок, обусловленного аридностью климата, не удалось датировать палеосейсмические события и оценить повторяемость землетрясений. Не стали исключением в этом отношении и наши работы.

Основы стратиграфии Алакольской впадины были заложены С.В. Калесниковым, существенно дополнены во время геологическоой съемки 1960ых годов [Костенко, 1963; Диденко-Кислицина, 1965, 1968; Войтович, 1969] и уточнены более поздними работами [Emry et al., 1998; Nigmatova, 2020]. Разрез кайнозойских отложений Алакольской впадины начинается с озерных палеогеновых толщ, преимущественно красноцветных или пестроцветных. Базальные пески и песчаники предположительно относят к палеоцену, основной разрез представлен глинами эоцена, хорошо палеонтологически охарактеризованными, и олигоцена. Разрез палеогеновых отложений был изучен в долине р. Шинжалы (рис. 1 в Прилжении), где образует пологую моноклиналь, подорванную разломами. Отложения колпаковской свиты эоцена, включающей костеносный слой, были нами дополнительно опробованы, материалы находятся в обработке. Для сравнения нами изучен также стратотипический разрез палеогена в небольшой межгорной впадине северной части Джунгарского Алатау. В самой Алакольской впадине палеогеновые толщи погребены под мошным чехлом неогеновых и четвертичных пород, известны по буровым скважинам и обнажаются лишь в отдельных приразломных структурах. Миоценовые отложения, охарактеризованные фауной острокод, литологически сходны с палеогеновыми и вскрыты скважинами на значительной глубине (до 800 м).

Плиоценовые отложения Алакольской впадины достигают мощности 350 м и представлены озерными глинистыми желто-бурыми фациями с прослоями песков и щебня. В предгорных и приразломных участках плиоценовые осадки содержат обильный грубообломочный аллювиально-пролювиальный материал, отмечающий начало горообразования. Четвертичные отложения представлены песчаным и валунно-галечным аллювием и пролювием и эоловыми лессовидными накоплениями. Отложения слабо охарактеризованы палеонтологически, и их стратиграфическое расчленение в большой мере условно и основано на соотношении толщ и их положении в рельефе. В связи с этим, особую ценность как для стратиграфии впадины, так и для оценки возраста подвижек по Джунгарскому разлому приобретают костные фрагменты и зубы мелких млекопитающих, найденные нами в песчано-гравийных отложениям трехметровой террасы р. Шинжалы вблизи плоскости Джунгарского разлома (рис. 2, 3 в Приложении). Собранный материал сейчас обрабатывается.

Алакольская впадина осложнена двумя широкими прогибами северо-западного простирания. Палеозойский фундамент южного, прилегающего к разлому прогиба погружен на глубину более 1000 м и на северо-запад поднимается до нуля и выше. Северо-восточный прогиб

менее глубокий, отметки фундамента достигают глубины 500 м и также плавно сокращаются на северо-запад. Алакольская впадина интерпретируется нами как структура растяжения, оперяющая Джунгарский разлом и компенсирующая значительную часть сдвигового перемещения по нему. Показательно, что амплитуды и скорости сдвига по разлому резко уменьшаются к СЗ от впадины.

Новые данные об активных разломах, полученные в ходе полевых работ, включены в Базу данных активных разломов Евразии, в создании которой участвуют исполнители данного проекта Д.М. Бачманов и В.Г. Трифонов. Содержание обновленной и дополненной версии Базы данных (AFEAD v.2021) опубликовано на pecypce https://www.researchgate.net/: Bachmanov D., Trifonov V., Kozhurin A., Zelenin E. The Active Faults of Eurasia Database AFEAD v.2021. - http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.10333.74726.

(2) Новые данные о стратиграфии и истории развития Зайсанской впадины

Исследован, палеомагнитно опробован и интерпретировал разрез Калмакпай на деформированном южном борту кайнозойской Зайсанской впадины. Завершается определение палеонтологических находок. Это позволило уточнить стратиграфию региона и кайнозойскую динамику тектонических движений впадины и соседнего горного сооружения Саура (рис. 4 в Приложении).

Отложения Зайсанской впадины залегают на верхнемеловой поверхности выравнивания, широко распространенной на Манрак-Саурском поднятии (Рис.2 в Приложении). На поверхности развита кора выветривания, состав которой варьирует от серых кварцевых песков до кирпичнокрасного структурного элювия каолинового профиля. Поверхность выравнивания и кора выветривания моноклинально падают на север. В долине Калмакпай их угол падения достигает 45° и более. В устье р. Аксыир кора вскрыта на глубине 250 м [Вангенгейм и др., 1993], а в центре восточной части впадины в районе пос. Даирово – на глубинах 1574–1576 м [Ерофеев, 1969]. Кайнозойский стратотипический разрез Калмакпай, неоднократно изучался прежде [Борисов, 1963; Ерофеев, 1969; Векус и др., 1980; Вангенгейм и др., 1993; Яхимович и др., 1993]. Он сложен чередованием преимущественно песчано-глинистых осадков эоцена–квартера суммарной мощностью около 500 м (рис. 6 в Приложении). При расчленении разреза мы приняли схему Б.А. Борисова [1963], усовершенствованную В.Л. Яхимович и др. [1993].

Палеогеновые отложения

На верхнемеловой–палеоценовой коре выветривания лежат осадки теректинской серии нижнего–среднего эоцена. Песчано-глинистая чакпактасская свита мощностью до 29 м содержит в нижней части прослои и линзы кварцевых песков и галечников. Отложения, намагниченные преимущественно обратно в нижней половине разреза и нормально в верхней, соотносятся нами с ортозоной C24 нижнего эоцена. Это подтверждается положением свиты в сводном разрезе впадины и соотношением с датированными частями разреза.

Выше с небольшим размывом залегают желтовато-коричневые преимущественно глинистые осадки обайлинской свиты суммарной мощностью до 27 м. Из низов свиты в разрезе Калмакпай определена фауна раннеэоценового семейства Uintatheniidae [Борисов, 1963]. Намагниченность с пятикратной сменой полярности внутри свиты позволяет соотнести её отложения с ортозонами С23 и С22 нижнего эоцена, что подтверждает данные предшественников.

Преимущественно глинистые отложения саргамысской свиты суммарной мощностью 36 м с размывом залегают на отложениях обайлинской свиты. В разрезе чередуются зеленые и светлокоричневые монтмориллонитовые глины, и серые алевриты. Литологическая характеристика и горизонтальная слоистость отложений позволяют утверждать их озёрный генезис. Обратная намагниченность разреза в нижней части и нормальная в верхней позволяют соотнести его с ортозоной C21 (верхи нижнего – низы среднего эоцена). После накопления осадков теректинской серии имел место длительный перерыв, в ходе которого по осадкам саргамысской свиты сформировалась кора выветривания.

Восточнозайсанская серия в разрезе Калмакпай представлена породами кызылкаинской, аксыирской и буранской свит. Серо-белые, местами с сиреневыми прослоями пески кызылкаинской свиты представлены в урезанном виде и не превышают мощности 18 м. Обильная малакофауна и палинологические характеристики относят отложения свиты к верхам эоцена [Борисов, 1963]. Прямая намагниченность в нижней и обратная в верхней частях свиты заставляют

нас относить ее к ортозонам C15–C13 на границе верхнего эоцена – нижнего олигоцена, а в верхней части – к низам ортозоны C12, что совпадает с данными [Яхимович и др., 1993]. Таким образом, в перерыве между отложениями саргамысской и кызылкаинской свитами пропущены отложения среднего и большей части верхнего эоцена (ортозоны C20–C16), и длительность перерыва составляет около 9 млн лет.

Выше залегают серые, местами зеленовато- или коричневато-серые глинисто-алевритистые отложения аксыирской свиты суммарной мощностью около 75 м. Озерный генезис подтверждается горизонтальной слоистостью и многочисленными находками пресноводной фауны. Находки прединдрикотериевой фауны [Лавров, Бажанов, 1959] и палинологические данные [Борисов, 1963] подтверждают позднеэоцен-нижнеолигоценовый возраст отложений. Частая (более 9 раз) смена знака намагниченности, длительность и последовательность эпизодов позволяют нам отнести отложения свиты к ортозонам C12 (верхняя часть) – C10.

Отложения буранской свиты мощностью около 20 м с размывом ложатся на аксыирские. Они представлены светло-серыми, местами зеленовато-серыми песками и глинами озерного и, реже, озёрно-речного генезиса. Осадки отвечают ортозоне С8 хаттского яруса олигоцена с обратной намагниченностью в нижней части, и прямой в верхней.

Неогеновые отложения

Ашутасская серия отличается пестрым литологическим и гранулометрическим составом с преобладанием алевритисто-глинистых пород и присутствием песков, реже гравийников и галечников. Серия начинается отложениями ошагандинской свиты – серыми песками и алевритами с прослоями зеленоватых или коричневатых глин общей мощностью до 23 м. Свита залегает на отложениях буранской свиты с размывом; в её основании повсеместно присутствует слой галечников-валунников (до 25 см) мощностью до 1 м. Поэтому в основании данной свиты подразумевается перерыв в осадконакоплении, длительность которого дискуссионна. В.Л. Яхимович предполагает, что данный перерыв и пласт конгломератов над ним маркируют этап тектонической активизации региона длительностью до 6 млн лет. На этом основании отложения ошагандинской и лежащей выше нуринской свит с обильными флористическими и фаунистическими сборами она склонна относить к аквитанскому ярусу миоцена (ортозона С6В). Мы придерживаемся классического представления Б.А. Борисова и относим ошагандинскую свиту к верхнему олигоцену по нескольким причинам: (1) Обильные сборы флоры ашутасского облика относятся к хаттскому ярусу. (2) Осадки обеих свит носят озёрный характер; (3) Мы не находим в разрезе ошагандинской свиты столь длительной ортозоны обратной полярности (ортозона Шолпан по В.Л. Яхимович); (4) Мы не находим сколь бы то ни было выраженного углового несогласия между отложениями буранской и ошагандинской свит, которое могло бы отвечать столь длительному (6 млн. л) этапу тектонической активизации. Мы склонны соотносить отложения ланной свиты с ортозонами С7А и С7.

Выше с размывом залегают песчано-глинистые озёрные отложения нуринской свиты мощностью до 36 м. Следует отметить постепенное истончение гранулометрического состава осадков от песков до алевритов в средней части и глин в верхней. Четырехкратная смена полярности в пределах свиты позволяет соотнести её отложения с ортозонами C6C–C6B на границе олигоцена-миоцена.

Выше также с размывом залегают отложения джамангоринской (акжарской по Б.А. Борисову) свиты миоцена. Отложения представлены желто-серыми, серыми озёрными песками, истончающимися вверх по разрезу до серых или зеленовато-серых глин. Возраст свиты оценивается Б.А. Борисовым по фауне пресноводных моллюсков, как нижне-среднемиоценовый. В.Л. Яхимович считает, что отложения свиты относятся к сакараульскому региоярусу миоцена. Мы предполагаем, что отложения свиты, намагниченные обратно в нижней части и меняющие выше полярность на прямую, сохраняющуюся на протяжении всей свиты, относятся к ортозоне С6 – наиболее продолжительной нормально намагниченной в пределах яруса. По отложениям джамангоринской свиты развита мощная (до 5 м) красноцветная кора выветривания.

Разрез наращивается серо-зелеными озёрными глинами зайсанской свиты мощностью до 25 м, залегающими с глубоким размывом и угловым несогласием более 20° на осадках джамангоринской свиты. Данные отложения с четырехкратной сменой полярности относятся нами к ортозоне C5A на границе лангия и серравалия, что не противоречит относительным датировкам

С.А. Борисова [1963] и В.Л. Яхимович [1993]. Таким образом, в основании зайсанской свиты выделяется длительный (4 млн лет) перерыв в осадконакоплении, в ходе которого сформировалась мощная кора выветривания, и, что самое главное, произошла фаза первых существенных сводовых деформаций южного горного обрамления Зайсанской впадины и формирование калмакпайской моноклинали. Судя по всему, в аридном климате, в котором сформировалась джамангоринская кора выветривания, деформации не произвели больших объемов грубой молассы с дальним переносом.

Выше с угловым несогласием до 5° залегают отложения сарыбулакской свиты: желтые пески с прослоями и линзами гравийно-галечных конгломератов. Свита датирована как волынский горизонт сармата [Яхимович и др., 1993] и относится нами к ортозоне С5. Мы предполагаем, что в эту эпоху тектонические движения усилились.

Разрез надстраивают залегающие также с несогласиями отложения калмакпайской и карабулакской свит тарбагатайской серии. Мощные (до 120 м) красновато-коричневые глины калмакпайской свиты сформировались в результате самого продолжительного эпизода зайсанской озёрной седиментации. Тонкообломочные осадки свиты залегают на сарыбулакских песках с размывом, но без углового несогласия, что свидетельствует о временном ослаблении тектонических движений. Основной объём свиты относится нами к ортозонам C4 и C3A, а верхняя обратно намагниченная часть – к C3, что соответствует данным [Яхимович и др., 1993] и отвечает понту (мессинию).

Выше с глубоким размывом и угловым несогласием в 10° залегают песчано-гравийногалечные отложения карабулакской (вторушкинской по В.С. Ерофееву [1969]) свиты. Отложения отличаются погрубением гранулометрического состава вверх по разрезу от песков до галечновалунных конгломератов. Многочисленные находки фауны карабулакской свиты характеризуют её возрастной диапазон от раннего до позднего плиоцена. Согласно данным Э.А. Вангенгейм и соавторов [1993], в отложениях свиты найден комплекс фауны, характерный для позднего миоцена – киммерия. Согласно определениям Ф.А. Тлеубердиной [1988], гиппарионовая фауна карабулакской свиты киммерийская. Последнее утверждение подтверждается преобладающей обратной намагниченностью отложений эпохи Гилберт с выраженными эпизодами прямой полярности Нунивак и Кочити. Эти данные согласуются с [Яхимович и др., 1993] и позволяют считать отложения карабулакской свиты киммерийскими.

Верхи разреза представлены галечно-валунными конгломератами, лежащими с глубоким размывом на отложениях карабулакской свиты, и относимыми В.С. Ерофеевым [1969] к краснояровской свите среднего плейстоцена (гоби-конгломераты, по Б.А. Борисову [1963]).

Выводы

(A) Описанные выше свиты имеют преимущественно озёрный генезис, однако залегают в разрезе Калмакпай с размывами, свидетельствующими о перерывах в озерном осадконакоплении. В них присутствуют гравийно-галечные слои, что указывает на существование невысокого Саурского/Сайканского поднятия еще в палеогене и неогене. Свиты разреза Калмакпай имеют втрое меньшую мощность в сравнении с осевой частью впадины и лежат друг на друге с несогласиями, что говорит о деформациях в пограничной зоне впадины/поднятия.

(Б) Моноклиналь калмакпайского разреза залегает на коре выветривания по мелпалеоценовой поверхности выравнивания и в нижней половине разреза (теректинская, восточнозайсанская, нижняя часть ашутасской серии до акжарской свиты включительно) параллельна последней. Выдержанность мощностей, параллельность свит в разрезе и преобладание озёрного характера осадков свидетельствует о накоплении данной части разреза в горизонтальном положении. Отсутствие угловых несогласий между отложениями саргамысской и кызылкаинской свит, перерыв между которыми составляет около 9 млн лет, подтверждает вывод о спокойном тектоническом режиме и низменном рельефе, испытывавшем частые озёрные ингрессии. Ныне углы падения в данной части разреза колеблются в диапазоне 35–55°. Озёрные толщи зайсанской и сарыбулакской свит ашутасской серии, а также породы мощной калмакпайской свиты тарбагатайской серии залегают с угловым несогласием в 20–25° и падают на северо-восток под углами 15–25° Кора выветривания по кровле Акжарской свиты отвечает длительному перерыву в осадконакоплении, в ходе которого произошли первичные сводовые деформации калмакпайской моноклинали. (В) Накопление в плиоцен-четвертичное время грубообломочных отложений сарыбулакской, карабулакской и краснояровской свит свидетельствует об ускорении поднятия Саура и Сайкана с паузой в мессинии-понте во время формирования калмакпайской озёрной свиты.

(3) Неотектоника, активные разломы и строение верхней мантии северо-западного ограничения Центральной Азии

Для определения характерных черт и истории формирования новейшей структуры региона проанализированы литературные материалы и построена серия геоморфологических профилей. Северо-западная граница Центральной Азии представлена сочетанием западных окончаний субширотных горных систем Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатая-Саура и Горного Алтая с расположенными между ними межгорными впадинами. 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 образуют 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 (рис. 7 в Приложении). К этому ряду можно было бы отнести и Афгано-Таджикскую депрессию, но по истории развития она скорее является восточным окончанием Паратетиса.

Эпоха от конца мела до раннего олигоцена характеризовалась на Тянь-Шане пенепленизацией, формированием кор выветривания и локальным переотложением их материала. Мощность этих отложений, обычно не превышающая десятков метров, возрастает на отдельных участках впадин Тянь-Шаня, свидетельствуя об их начавшемся опускании. Такое возрастание мощности до 300-600 м отмечено в Аксайской, Иссык-Кульской, Чуйской и Илийской впадинах [Трифонов и др., 2008]. В некоторых впадинах оно сопровождалось базальтовыми извержениями [Sobel, Arnaud, 2000; Bazhenov, Mikolaichuk, 2002; Симонов и др., 2005]. Более отчетливо обособление впадин выражено в конце олигоцена – начале миоцена появлением местного грубообломочного материала в их краевых разрезах [Трифонов и др., 2008]. Оно свидетельствует о росте и эрозии соседних поднятий. Относительное прогибание впадин Центрального Тянь-Шаня продолжалось в миоцене и плиоцене. Скорости накопления обломочного материала, составлявшие вначале сотые доли миллиметра в год, в конце миоцена возросли до 0.1-0.6 мм/год. Одновременно возрастали скорости роста соседних поднятий, фиксируемые высотой коррелируемых с отложениями впадин ярусов рельефа [Трофимов, 1973; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Этот процесс замедлился в раннем-среднем миоцене, что отмечено возрастанием тонкозернистости осадков [Чедия, 1986; Zhou, Chen, 1990], и усилился в конце миоцена. В плиоцене в некоторых впадинам фиксируется возрастание содержания тонкообломочных пород, указывающее на замедление поднятия. Резкое усиление поднятия в четвертичное время выражено интенсивным врезанием на склонах хребтов, ускорившимся со среднего плейстоцена [Крестников и др., 1979; Чедия, 1986]. В менее интенсивное поднятие было вовлечено большинство впадин, где стал отлагаться грубообломочный материал. Бассейновое осадконакопление сменилось формированием террас во всех впадинах кроме центральных частей Иссык-Кульской и Илийской впадин. Четвертичное поднятие Тянь-Шаня ускорилось по сравнению с олигоценом и неогеном почти на порядок и составило в среднем ~2 км [Трифонов и др., 2008].

Кайнозойские отложения Зайсанской впадины залегают на палеоценовой (?) коре выветривания. Разрез отложений впадины снизу вверх таков (по [Ерофеев, 1969; Яхимович и др., 1993] с изменениями):

1. Северозайсанская свита палеоцена – нижнего эоцена – преимущественно глины.

2. Турангинская и тузкабакская свиты эоцена – преимущественно глины и алевриты.

3. Ашутасская свита олигоцена и аральская свита нижнего и среднего миоцена – песчано-глинистые отложения.

4. Сарыбулакская свита верхнего миоцена – песчаники, реже гравелиты.

5. Павлодарская свита верхнего миоцена – нижнего плиоцена – преимущественно глины и алевриты.

6. Вторушкинская свита плиоцена (и гелазия?) – переслаивание алеврито-песчаных и гравийно-галечных отложений; найдены фаунистические остатки, датированные поздним миоценом – ранним плиоценом [Вангенгейм и др., 1993].

7. Краснояровская свита нижнего-среднего плейстоцена – валунно-галечные отложения.

В свитах 1–3 и 5 доминируют озерные отложения. В свитах 4 и 6 они сочетаются с аллювиальными образованиями, тогда как краснояровская свита 7 во всех обследованных береговых разрезах имеет аллювиальное происхождение. Наибольшая мощность кайнозойских отложений 1575 м установлена скважиной на востоке впадины возле пос. Даирово [Зайсанская опорная скважина, 1962; Ерофеев, 1969]. На южном борту впадины в долине Калмакпай свиты разделены несогласиями и содержат песчано-гравийные прослои, указывающие на снос обломочного материала с зародившегося Саурского поднятия. Разрез сокращен до ~500 м и начинается с тузкабакской свиты, залегающей на коре выветривания.

Новейшая история Горного Алтая запечатлена в разрезах Чуйской впадины, заложенной на слабо поднятом эрозионном пенеплене с корой выветривания [Зыкин, Казанский, 1995; Зыкин, 2012]. Разрезы общей мощностью до 1200 м начинаются олигоценовой карачумской свитой. Свита представлена двумя типами разрезов: субаэральными красноцветами (не менее 40 м) и озерными глинами и алевритами (до 75 м) с гравийными линзами, образованными впадающими в озеро водотоками. Оба типа разрезов свидетельствуют о начавшемся росте обрамляющих впадину поднятий. Залегающая выше кошагачская свита озерно-болотных слоистых угленосных глин, алевритов и тонкозернистых песков мощностью до 250 м датируется концом олигоцена и ранним миоценом и свидетельствует об отсутствии стока и ослаблении сноса с соседних поднятий. Озерный бассейн существовал в Чуйской впадине в течение всего неогена при возрастающем со временем воздействии соседних поднятий. Средний миоцен (туерыкская свита) представлен алевритами, глинами и мергелями с линзами песков и галечников в прибортовых частях. В позднем миоцене – раннем плиоцене (кызылгирская свита мощностью не менее 40 м, не древнее 6 млн лет) содержание песков возрастает. В отложениях плиоцена (бекенская свита, не менее 140 м) площадь озерной седиментации сокращается, и в верхней части доминируют флювиальные пески и галечники.

Вышележащие грубообломочные толщи залегают несогласно [Зыкин, 2012]. Красноцветная терекская свита глин и суглинков с большим количеством щебня (до 100 м) по аналогии с соседними районами Алтая отнесена к верхнему плиоцену (3.0–2.6 млн лет). Башкауская свита нижнего плейстоцена сложена аллювиальными галечниками до валунных. Грубообломочный материал доминирует и в составе более молодых четвертичных отложений. Резкое погрубение обломочного материала отражает усилившийся рост поднятий в конце плиоцена и квартере. Его подтверждают данные трековой термохронологии, выявившие импульс поднятия ~3.5 млн лет назад [De Grave et al., 2007].

Таким образом, обнаруживаются сходные черты развития новейшей структуры Тянь-Шаня и Алтая: дифференциация поднятий и впадин в олигоцене, импульс активизации движений в конце миоцена и общее четвертичное воздымание территории, при котором скорости поднятия хребтов превосходят скорости поднятия впадин. Те же рубежи выделяются в районе Зайсанской впадины, но первые признаки опускания здесь, как и в некоторых впадинах Центрального Тянь-Шаня, появились еще в эоцене.

В Центральном Тянь-Шане горные хребты возвышаются над днищами соседних впадин до 3–5 км, а максимальный размах рельефа доорогенной поверхности достигает 10 км. В Зайсанской впадине доорогенная поверхность, покрытая корой выветривания, погружена на глубину до 1575 м, а на соседнем к югу хребте Саур поднята 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.

В строении горных хребтов сочетаются складчатые изгибы предорогенной поверхности выравнивания с ее глыбовым воздыманием по разломам, причем роль складчатых изгибов уменьшается к северу. Такое сочетание обнаружено в строении Саурского поднятия, обрамляющего Зайсанскую впадину с юга. Индикатором его строения является положение предорогенной поверхности выравнивания, покрытой корой выветривания. В поперечном разрезе она описывает широкую дугу, осложнённую новейшими разломами (рис. 8 в Приложении). Эта поверхность и кора выветривания вскрыты бурением в основании осевой части Зайсанской впадины на глубине 1575 м, а южнее, у подножья хребта Сайкан – на глубине 250 м [Ерофеев, 1969]. Ещё южнее, в поднятом крыле Северо-Сайканского взброса, поверхность обнажается и поднимается по северному склону Сайкана, где угол ее наклона достигает 45°. Далее, в Кендырлыкской впадине, она погружается, а затем полого поднимается по северному склону Сайкана, где угол ее наклона достигает 45°. Далее, в Кендырлыкской впадине, она погружается, а затем полого поднимается по северному склону Саура до 3840 м. На южном крутом склоне Саура, подорванном Саурским правым взбрососдвигом [Трихунков и др., 2020], она резко опускается до высоты 2000 м и образует основание Кобукской наклонной внутригорной впадины, погружаясь до 1200 м в ее южной части, где перекрывается до вершинной части хребта Семистай и формирует его пологий южный склон, спускаясь под Джунгарскую равнину, перекрытую новейшими отложениями. Таким образом, разрез демонстрирует новейшую складку большого радиуса кривизны, осложненную рамповыми и полурамповыми впадинами.

Для изучения глубинного строения региона построены сейсмотомографические разрезы мантии на основе объемной модели вариаций скоростей продольных (P) волн МІТ-Р08 [Li et al., 2008]. Модель представляет отклонения скоростей P-волн от среднего значения (dVp), заданные в процентах. При ее расчете использовались времена вступлений различных фаз преломленных волн на различных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий. Модель МІТ-Р08 имеет переменную детальность, зависящую от плотности приемных станций и сейсмических событий, и содержит улучшенное отображение верхней мантии сейсмически активных поясов, в том числе исследуемого региона. Построенные разрезы продольны или поперечны к тектоническим зонам региона и совпадают с упомянутыми выше геоморфологическими профилями. Использован программных средств, построены разрезы вдоль заданных произвольных профилей, состоящих из цепочек координатных пар, не лежащих на линии большого круга. Как показали сопоставления сейсмических и гравиметрических данных, повышение скоростей сейсмических волн отражает уплотнение горных пород, а понижение – их разуплотнение.

Наибольшее воздействие на режим новейших вертикальных движений, помимо деформационного изменения мощности и вещественного преобразования земной коры, оказывает плотность мантии выше ее переходного слоя, т.е. в верхних 400–450 км. Перед фронтом Гималаев высокоскоростной литосферный слой Индийской платформы утолщается до 200–300 км и продолжается под разуплотненную литосферу Гималаев и более северных зон, достигая Внешней зоны Памира. Этот слой рассматривается нами как результат пододвигания литосферы Индийской платформы под более северные зоны. В процессе пододвигания высокоскоростной слой был утолщен деформацией сжатия и его наращиванием метаморфически уплотненными породами корового происхождения. В Гиндукуше уплотненные породы опустились на глубины до 550 км, обусловив активность Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений. Метаморфическое уплотнение пород слэба сопровождалось их дегидратацией и выделением флюидов, вызвавших резкое разуплотнение литосферы, отчетливо выраженное на ее горизонтальном срезе на глубине 67 км [Трифонов и др., 20211]. Это стало главной причиной поднятия Каракорума и Памира в плиоцен-квартере.

Обнаружены неоднородности верхней мантии, интерпретированные как пододвинутые слэбы палеозойских зон субдукции. К ним принадлежит высокоскоростная зона, погружающаяся на юг от южного горного обрамления Ферганской впадины до глубины 1100 км. Реликтом субдуцированного слэба может быть высокоскоростной объем, наклоненный на юго-восток от глубин 150–250 км под северо-западным обрамлением Ферганской впадины до 300–450 км под самой впадиной. Такое же происхождение имеет клин высокоскоростной мантии, погружающийся с севера под разуплотненную мантию Центрального Тянь-Шаня до глубин 450–500 км. Высокоскоростные объемы установлены под Джунгарским Алатау на глубину до 400 км, Сауром – до 450 км, Горным Алтаем – до 600 км, северо-западной частью Монгольского Алтая – до 450–500 км, наиболее опущенной западной частью Джунгарской впадины – до 500 км. По-видимому, в этих районах основным источником поднятий является коллизионное сжатие блоков литосферы, не охватившее Джунгарскую впадину. В отличие от них, под Центральным Тянь-Шанем

сейсмические скорости понижены на глубинах до 300–400 км, что обусловливает его более высокое поднятие по сравнению с Западным Тянь-Шанем.

Среди активных разломов северо-западного ограничения Центральной Азии преобладают правые сдвиги и надвиги северо-запад ного и широтного простираний. Кобдинский разлом, протягивающийся на северо-запад вдоль Монгольского Алтая, на севере, в Горном Алтае, разделяется на несколько ветвей. Почти широтная западная ветвь сохраняет правосдвиговую компоненту смещений, но сопровождается надвигами того же простирания на северном борту Чуйской впадины. По разлому запад-северо-западного простирания на южном борту впадины произошел правый сдвиг на 2 м при Алтайском землетрясении 2003 г. [Рогожин, 2012]. Среди активных правых сдвигов обрамлений Зайсанской впадины отметим Иртышский разлом со скоростью сдвига 0.3–0.5 мм/год [Ваіze et al., 2019] и зону взбросо-сдвигов Тарбагатая–Саура, дугой огибающую Зайсанскую впадину с юго-запада [Трихунков и др., 2020]. Восточный взбросо-сдвиг зоны, Манрак-Саурский, простирается широтно. Южнее выделяются Джунгарский и Западно-Джунгарский (Солдатсайский) правые сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений многократно преобладает над взбросовой. Скорость позднечетветичного сдвига по Джунгарскому разлому – 3–5 мм/год [Трифонов и др., 2002].

Крупнейшим правым сдвигом Тянь-Шаня является Таласо-Ферганский разлом. Он протягивается на 900 км, из которых на протяжении 400 км пересекает горное сооружение Тянь-Шаня. Амплитуды и скорости движений невелики на северо-западе разлома в хребте Каратау. На границе с Таласским хребтом Тянь-Шаня они резко возрастают. Суммарное смещение с конца раннего плейстоцена составляет 10–12 км [Trifonov et al., 2015]. Выявлены смещения среднеплейстоценовых ледниковых форм и отложений, но наиболее полные сведения об интенсивности движений получены на основе изучения позднеголоценовых смещений [Burtman et al., 1996; Trifonov et al., 2015]. Согласно им, скорости движений достигают 10–18 мм/год в северной части Тянь-Шаня на стыке Таласского и Чаткальского хребтов. Юго-восточнее скорости составляют 7–11 мм/год и на юго-востоке тяньшаньской части разлома снижаются до 5–8 мм/год, затем 4–4.5 мм/год. К югу от Тянь-Шаня разлом затухает и на востоке Памира кулисно подставляется с запада зоной Памиро-Каракорумского (Каракорумского) правого сдвига.

Правые сдвиги сочетаются с надвигами и взбросами. Продолжение развития надвигов в позднечетвертичное время, сопровождаемое складчатыми деформациями, выявлено в молассовых отложениях южного склона Центрального Тянь-Шаня [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Yin et al., 1998; Chen et al., 2002]. В Центральном Тянь-Шане выявлены смещения по крупным надвигам, простирающимся вдоль границ хребтов и межгорных впадин [Абдрахматов и др., 2001]. Скорости голоценовых перемещений по ним варьируют от 0.3 до 3 мм/год, и выраженное ими суммарное поперечное укорочение достигает 10 мм/год. Позднечетвертичные надвиговые и взбросовые смещения обнаружены по разломам, простирающимся вдоль тектонических зон Каракорума, Восточного Гиндукуша и Памира, границ горных хребтов Западного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, южного борта Зайсанской впадины, некоторых хребтов Горного Алтая широтного и северо-западного простираний [База данных..., 2021].

Таласо-Ферганский разлом обнаруживает признаки сдвига вращения. Амплитуды и средние скорости перемещений изменяются вдоль его зоны. Постепенное падение скоростей сдвига на юге Центрального Тянь-Шаня согласуется с тем, что к разлому примыкают с востока субширотные надвиги со значительными скоростями движений, снимающие часть перемещения. Однако резкое падение скорости сдвига на северо-западе Центрального Тянь-Шаня трудно объяснить только причленением к разлому с юго-запада нескольких надвигов, поскольку скорости движения по ним сравнительно невелики. Исследование палеомагнетизма меловых и олигоцен-миоценовых отложений обрамлений Ферганской впадины обнаружило признаки вращения ферганского крыла Таласо-Ферганского разлома против часовой стрелки [Bazhenov, 1993; Thomas et al., 1993], что могло значительно повысить скорость сдвига. Признаки вращения против часовой стрелки выявлены также в кайнозойских отложениях Чуйской впадины Алтая [Thomas et al., 2002] и, менее надежно, Иссык-Кульской впадины [Thomas et al., 1993]. Давление, оказываемое Памиром на северную часть Афгано-Таджикской депрессии, стало причиной выжимания горных масс восточной части депрессии к западу, что проявилось в ее складчатой деформации и правом сдвиге на границе депрессии с Южным Тянь-Шанем. Возникающий при этом вращательный момент

выразился во вращении палеомагнитных склонений отложений депрессии против часовой стрелки [Klootwijk et al., 1994; Thomas et al., 1994].

Таким образом, многие из упомянутых разломов совмещают черты сдвигов поступательного перемещения и вращения. В отличие от них, Джунгарский правый сдвиг сопряжен на северо-западном окончании с Алакульской впадиной растяжения. На юго-востоке разлом отгибается к востоку, теряя сдвиговую компоненту смещений и становясь продольным относительно новейших складок основания Восточного Тянь-Шаня. Палеомагнитные исследования не обнаружили вращения в крыльях разлома и соседних блоках пород [Thomas et al., 2002]. По этим признакам Джунгарский разлом может быть отнесен к сдвигам поступательного перемещения.

Активные правые сдвиговые и взбросо-сдвиговые перемещения по разломам западной части Центральной Азии происходили в условиях неравномерного повышения скоростей сейсмических волн и, соответственно, плотности верхней мантии. При общем сжатии региона в близких к меридиональному направлениях и пространственных различиях плотности литосферы происходят вращения отдельных блоков [Thomas et al., 2002]. В итоге, хрупкие деформации земной коры, определяемые генеральным полем напряжений, дополняются эффектами вращения, обусловливая изменчивость сдвиговых смещений и их соотношений с взбросо-надвиговой составляющей движений.

Заключение. Все запланированные на 2021 г. исследования выполнены, и ожидаемые результаты лостигнуты.

#### Корректировка плана исследований на следующий период реализации проекта

Исходя из целей и общих задач Проекта на три года, план исследований на последний 2022 год работ по Проекту был сформулирован в первоначальной заявке следующим образом:

2022 год – полевые работы, место проведения которых будет зависеть от результатов работ 2020 и 2021 годов; завершения работ по всем задачам Проекта; создание модели строения, происхождения и развития новейшей структуры северо-западной границы Высокой Азии и впадин кулисного ряда; подготовка публикаций по результатам выполненных исследований.

Исследования, выполненные в 2020–2021 гг., заставляют внести в первоначальный план коррективы. Изучение новейшей структуры Зайсанской впадины завершено, и его результаты опубликованы [Трихунков и др., 2020]. Для воссоздания истории формирования впадины завершена магнито-стратиграфическая характеристика разреза. Не завершена обработка палеонтологическая характеристика фауны, найденной в этом разрезе. Завершение обработки этих материалов, подготовка и сдача в печать статьи о стратиграфии и истории развития Зайсанской впадины – одна из задач работ 2022 г.

Вторая задача исследований 2022 г. – завершение обработки и анализа палеомагнитных образцов, отобранных в разрезах Нарынской и Иссык-Кульской впадин Центрального Тянь-Шаня, уточнение на этой основе стратиграфии указанных впадин и сопоставление истории их формирования между собой и с другими впадинами северо-западного ограничения Центрльной Азии.

Что же касается других аспектов создания модели строения, происхождения и развития новейшей структуры северо-западного ограничения Центральной Азии и ее соотношений с особенностями верхней мантии региона, то эти аспекты исследованы, и результаты опубликованы в статьях [Трифонов и др., 20211,2]. Исследования, планируемые на 2022 г., должны уточнить историю формирования новейших впадин региона, что внесет важный вклад в усовершенствование указанной модели.

Итак, скорректированный план работ по проекту на 2022 г. таков:

1. Завершение обработки и интерпретации коллекции фауны, собранной в кайнозойских отложениях южного борта Зайсанской впадины, построение уточненного разреза этих отложений по комплексу палеонтологических и палеомагнитных данных, подготовка и сдача в рецензируемый журнал статьи о стратиграфии и истории развития Зайсанской впадины.

2. Завершение обработки палеомагнитных образцов, построение уточненных разрезов новейших отложений Нарынской и Иссык-Кульской впадин Центрального Тянь-Шаня,

сопоставление этих разрезов между собой и с отложениями других новейших впадин северозападного ограничения Центральной Азии, подготовка к сдаче в рецензируемый журнал статьи с результатами этих сопоставлений.

3. Подготовка к сдаче в рецензируемый журнал статьи о палеосейсмических проявлениях в зоне Джунгарского разлома.

4. Подготовка итогового отчета с результатами исследований по Проекту.

Для выполнения указанных работ оказалось необходимым изменить состав участников проекта. В 2022 г. не предусмотрены какие-либо работы по проекту С.А. Буланова и О.В. Гайдаленок. Они исключаются из состава исполнителей. Вместо них в проекте будут участвовать К.И. Юшин и А.А. Якимова. Они принимали участие в исследованиях по проекту в 2021 г., продолжат их в 2022 г., и полученные ими новые данные явятся вкладом в итоговые результаты исследований по проекту в 2022 г.

План работ на 2022 г. не предусматривает проведения полевых работ. Если в ходе исследований 2022 г. выяснится необходимость проведения кратковременных полевых работ, они будут выполнены за счет объема финансирования, выделенного на реализацию проекта без дополнительного финансирования экспедиционных работ.

#### Список членов коллектива, реализующего проект в следующем периоде

Трифонов Владимир Георгиевич, Главный научный сотрудник Бачманов Дмитрий Михайлович, Старший научный сотрудник Гарипова Софья Тимуровна, Младший научный сотрудник Симакова Александра Николаевна, Ведущий научный сотрудник Соколов Сергей Александрович, Старший научный сотрудник Соколов Сергей Юрьевич, Руководитель (заведующий, начальник) лаборатории Трихунков Ярослав Игоревич, Старший научный сотрудник Фролов Павел Дмитриевич, Старший научный сотрудник Юшин Кирилл Игоревич, Младший научный сотрудник Якимова Альбина Александровна, Лаборант-исследователь



Рис. 1. Расчистка эоценовых отложений в долине реки Шинжилы



Рис. 2. Костные остатки в отложениях террасы реки Шинжалы



Рис. 3. Сейсмодислакационные структуры в отложениях террасы реки Шинжалы. Из песчаных фаций отобраны пробы, содержащие зубы мелких млеопитающих



Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема Зайсанской впадины и ее горного обрамления. 1 – область распространения кайнозойских отложений Зайсанской впадины; главные разрывные нарушения и их кинематический тип: 2 – сдвиги, 3 – взбросы и надвиги; 4 – ось Зайсанской впадины; продольные морфоструктурные зоны южной части Зайсанской впадины и хребта Саур: 5 – моноклинально-складчатая денудационная зона южного борта впадины, 6 – Манрак-Сайканское передовое среднегорное сводовоглыбовое поднятие; 7 – границы поперечных сегментов южной части Зайсанской впадины и хребта Саур. Буквами обозначены 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; поперечные сегменты: Пс – периклинальный, Мс – Манракский, Ус – Уйденский, Сс – Саур-Сайканский; поднятия: СМп – Северо-Манракское, ЮМп – Южно-Манракское, Уп – Уйденское; озерные котловины: Ма – Маркаколь, Ул – Улюнгур; реки: Ке – Кендырлык, Ук – Ульсен-Уласты.



Рис. 5. Структурно-геоморфологическая карта южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления. Области распространения кайнозойских отложений: 1 – голоценовых, 2 – плиоцен-среднеплейстоценовых, 3 – раннеплейстоценовых, 4 – плиоценовых, 5 – миоценовых, 6 – эоцен-олигоценовых, 7 – мел-палеоценовых; 8 – палеоценовая поверхность выравнивания; области распространения пермо-триасовых отложений: 9 – триасовых, 10 – пермских; новейшие разрывные нарушения: 11 – сдвиги, 12 – взбросы и надвиги; 13 – оси антиклиналей в пределах моноклинально-складчатой денудационной зоны южного борта Зайсанской впадины; 14 – линии структурногеоморфологических профилей; 15 – антецедентные участки долин рек при пересечении ими Манрак-Сайканской зоны передовых хребтов; 16 – параметрические скважины. Буквами обозначены поперечные сегменты: Пс – периклинальный, Мс – Манракский, Ус – Уйденский; хребты: Та – Тарбагатайский, Мр – Манракский, Са – Саурский, Ск – Сайканский; антиклинали: Сб – Сарыбулакская, Ка – Калмакпайская, Ак – Аксыирская; скважины: Д – Даурская, А – Аксыирская, С – Сарыбулакская; главные разломы: МР – Манракский, ЮМ – Южно-Манракский, МС – Манрак-Саурский, СМ – Северо-Манракский, ЮС – Южно-Саурский, СС – Северо-Саурский, ЮСк – ЮжноСайканский, ССк – Северо-Сайканский, ЗР – Зайсанский; межгорные впадины: ЧВ – Чиликтинская, К – Кендырлыкская, КВ – Кобукская; реки: Ке – Кенсай, Уд – Уйдене; КА – антиклинальный свод Кызыладыр.



Рис. 6. Палеомагнитная и литологическая колонки по результатам опробования разреза Калмакпай южного борта Зайсанской впадины (Восточный Казахстан).

В легенде обозначены состав отложений: 1 – глинистые, 2 – песчанистые, 3 – галечные; намагниченность пород: 4 – прямая, 5 – обратная, 6 – не определена. (схема расчленения разреза и названия свит приняты по [Борисов, 1963).



Рис. 7. Тектоническая карта Центральной Азии и обрамления ([Трифонов и др., 2021<sub>2</sub>] по данным [Белов и др., 1985; Буртман, 2006; Геология и полезные ископаемые Афганистана, 1980; Иванова, Трифонов, 2005; Моссаковский и др., 1993; Хаин, 2001], с изменениями и дополнениями). Показаны межгорные впадины северо-западного ограничения региона.

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



Рис. 8. Структурно-геоморфологический профиль А–А' через южную часть Зайсанской впадины, Сайкан-Саур-Семистайское поднятие и северную часть Джунгарской впадины [Трифонов и др., 2021<sub>2</sub>].

Обозначены: *разломы* ССк – Северосайканский, ЮСк – Южносайканский, СС – Северосаурский, МС – Манрак-Саурский, ЮС – Южносаурский, ССм – Северосемистайский, ЮСм – Южносемистайский; *скважина*: А – Аксыирская.

l-6 – кайнозойские отложения впадин: l – четвертичные, 2 – плиоценовые,

3 – миоценовые, 4 – эоцен–олигоценовые, 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

# Литература к отчету РФФИ по проекту № 20-05-00441 А

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С. и др. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (*Киргизия*) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585–1609.

База данных активных разломов Евразии (AFEAD v.2021): https://www.researchgate.net/: Bachmanov D., Trifonov V., Kozhurin A., Zelenin E. The Active Faults of Eurasia Database AFEAD v.2021. - http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.10333.74726.

*Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А.* Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.

*Борисов Б.А.* Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 11–75.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. – Моссаковский А.А. (ред.). – М.: ГЕОС, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. 2006. Вып. 570). Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я. и др. О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты р. Калмакпай (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 2. С. 165–171.

Венус Б.Г., Верзилин Н.Н., Кянсеп-Ромашкина Н.П., Мироненко О.А., Толстикова Н.В., Стариков В.П., Станкевич Е.С., Шевирева Н.С., Чхиквадзе В.М. Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. 184 с.

*Войтович В.С.* Природа Джунгарского глубинного разлома // Труды ГИН. Вып. 183, 1969. 192 с.

Геология и полезные ископаемые Афганистана – В.И. Дронов (ред.) – М.: Недра, 1980. Кн.1. 535 с.

Диденко-Кислицина Л.К. Геоморфология, стратиграфия кайнозоя и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. 1965. Вып.3 (28). С. 62–91.

*Диденко-Кислицина Л.К.* Новейшая тектоника Джунгарского Алатау // Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. Париж, 1968. С, 117–124. *Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука (КазССР), 1969. 167 с.

Зайсанская опорная скважина (текст): Восточно-Казахстанская область / Василенко В.К., Левченко И.Г. Л.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 187. 150 с.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 487 с.

Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских

(дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 75–90.

*Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.

*Костенко Н.Н.* Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1963. 75 с.

*Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.

Лавров В.В., Бажанов В.С. Результаты геолого-палеонтологических исследований третичных толщ Зайсанской впадины (предварит. сообщ.). Вестн. АН Каз. ССР, №1 (166), 1959.

*Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

*Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

*Николаев Н.И.* Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 395 с.

Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р. Мезокайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: Возрастные и физикохимические характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Третий Международный симпозиум. Бишкек, 2005. С. 182–186.

*Тлеубердина Ф.А.* Основные местонахождения гиппарионовой фауны Казахстана и их биостратиграфическая корреляция // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Изд-во КазССР, 1988, Т.10.

*Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С.128–145.

*Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М.* Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021<sub>1</sub>. №3. С.60–77.

DOI:10.31857/S0016853X21030097).

*Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.

*Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И.* Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021<sub>2</sub>, № 3. С. 31–59. DOI: 10.31857/S0016853X21030085

*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. *Трофимов А.К.* Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. – Фрунзе: Илим, 1973. С.98–127.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

*Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.

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.

Baize S., Reicherter K., Avagyan A. et al. First assessment of recent tectonics and

paleoearthquakes along the Irtysh fault (eastern Kazakhstan) // Geomorphology. 2019. Vol. 326. P. 90–106.

*Bazhenov M.L.* Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. P. 251–267.

*Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V.* Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: Rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 155–166.

Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, the Tien Shan, central Asia. Bul. Geol. Soc. Amer. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.

*Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M. et al.* Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tien Shan: Rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.

*Chia-Hsin Tsai et al.* Palaeo-earthquake magnitudes on the Dzhungarian fault, N. Tien Shan, and implications for the rupture processes of intraplate strike-slip faults // EGU2020 Conference, Sharing Geoscience Online, 2020.

*De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.

*Ding Guoyu*. Active faults in China // A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.

*Emry R.J. et al.* Rodents of the Middle Eocene Shinzhaly fauna of Wastern Kazakstan // Journal of Vertebrate Paleontology, 1998. Vol. 18, no. 1. P. 218–227.

*Grützner C. et al.* Large strike-slip faults in a convergent continental setting - the Dzhungarian Fault in the Northern Tien Shan ///7th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 30 May to 3 June, 2016, Crestone, Colorado, USA| *Klootwijk C.T., Conaghan P.J., Nazirullah R., de Jong K.A.* Further paleomagnetic data from Chitral (eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact // Tectonophysics. 1994. Vol. 237. P. 1–25.

*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. Vol. 9, N. 5. P. 1–21. *Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B7. P. 6203–6227. *Nigmatova S.A.* Geology, stratigraphy and palaeontology of the Eocene Shynzhyly locality (Eastern Kazakhstan) and comparison with the continental Eocene of Italy // GORTANIA. Geologia, Paleontologia 42 (2020). P. 37–53.

*Sobel E.R., Arnaud N.* Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tien Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.

*Thomas J.C., Chauvin A., Gapais D. et al.* Paleomagnetic evidence for Cenozioc block rotation in the Tadjik depression (Central Asia) // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 15141–15160. *Thomas J.C., Perroud H., Cobbold P.R. et al.* A paleomagnetic study of Tertuary formation of the Kirghiz Tien-Shan and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.

*Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A. et al.* Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implication for central Asia // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 119–137.

*Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh.M.* Recent geodynamics of major strike-slip zones // Geodesy & Geodynamics, 2015, vol. 6, No. 5. P. 361–383; doi.org/10.1016/j.geog.2015.06.003. *Yin A., Nie S., Craig P. et al.* Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // Tectonics. 1998. Vol. 17, N. 1. P. 1–27.

*Zhou Z.Y. Chen P.J.* Biostratigraphy and Geologic Evolution: Petroleum Geology of Tarim Basin. – Beijing: Science Press, 1990. 439 p.