



**MESOZOIC-CENOZOIC INTRAMOUNTAIN BASINS OF THE TIEN SHAN AND WESTERN TRANSBAIKALIA:
COMPARATIVE CHARACTERISTICS AND CORRELATION OF EVENTS
ARTICLE 1. QUESTION FORMULATION. INTRAMOUNTAIN BASINS OF THE GISSAR-ALAI
AND CENTRAL TIEN SHAN**

M.G. Leonov ¹, **E.S. Przhiyalgovskii** ^{1✉}, **Yu.A. Morozov** ², **O.V. Lunina** ³, **A.M. Mazukabzov** ³, **A.V. Nikitin** ⁴

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

³ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

⁴ Voronezh State University, 1 Universitetskaya Sq, Voronezh 394018, Russia

ABSTRACT. Negative structures of the Earth's crust, including intermountain and intramountain basins, are key sources of information on the formation of the continental crust through plate tectonic and orogenic cycles. The aim of the work is to give a comparative description of the Mesozoic-Cenozoic basins of the Eurasian intracontinental orogen and to identify regional features of the geodynamic development of its various segments. The object of the study is the Mesozoic-Cenozoic intramountain basins of the Gissar-Alai mountain system (Western Tien Shan), Central Tien Shan, and Western Transbaikalia. The research methodology included comparative geological analysis, structural and tectonic research, geomapping of key areas, description of lithological sections, experimental tectonophysics, magnetotelluric sounding, etc. The first article of the series shows that the Mesozoic and Cenozoic territory of the Western and Central Tien Shan was a zone of dispersed shear flow. These were the conditions in which a system of intramountain depressions and their separating uplifts was formed and evolved. It has been found that the movements of rock masses in the "depression/uplift" system were caused by the redistribution of rock masses during their rheid deformation under conditions of vertical and lateral rheological heterogeneity of the crust. The second article of the series will present a description of the depressions in Western Transbaikalia, discuss the material, and formulate conclusions on the research problem.

KEYWORDS: Mesozoic; Cenozoic; intramountain basins; tectonic evolution; sedimentation; rheid deformation; transtension; transpression; Tien Shan; Gissar-Alai

FUNDING: The study was carried out on the state assignments of the Geological Institute RAS, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Institute of the Earth's Crust SB RAS, and Voronezh State University.



EDN: HWNUFQ

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Evgeny S. Przhiyalgovskii, prz4@yandex.ru

Received: March 7, 2025

Revised: April 22, 2025

Accepted: May 13, 2025

FOR CITATION: Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Lunina O.V., Mazukabzov A.M., Nikitin A.V., 2025. Mesozoic-Cenozoic Intramountain Basins of the Tien Shan and Western Transbaikalia: Comparative Characteristics and Correlation of Events. Article 1. Question Formulation. Intramountain Basins of the Gissar-Alai and Central Tien Shan. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (3), 0826. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0826

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВНУТРИГОРНЫЕ ВПАДИНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ

СТАТЬЯ 1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА. ВНУТРИГОРНЫЕ ВПАДИНЫ ГИССАРО-АЛАЯ И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

М.Г. Леонов¹, Е.С. Пржиялговский¹, Ю.А. Морозов², О.В. Лунина³, А.М. Мазукабзов³, А.В. Никитин⁴

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

⁴ Воронежский государственный университет, 394018, Воронеж, Университетская площадь, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Отрицательные структуры земной коры, включая межгорные и внутригорные впадины, являются ключевыми источниками информации о развитии континентальной коры на плитном и орогенном этапах ее формирования. Цель работы заключается в сравнительном описании мезозойско-кайнозойских впадин Евразийского внутриконтинентального орогена и выявлении региональных особенностей геодинамического развития его различных сегментов. Объектом исследования являются мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Гиссаро-Алайской горной системы (Западный Тянь-Шань), Центрального Тянь-Шаня и Западного Забайкалья. Методика исследования включала сравнительный геологический анализ, структурно-тектоническое исследование, геокартирование ключевых участков, описание литологических разрезов, тектонофизические экспериментальные работы, магнитотеллурическое зондирование и другое. В первой статье цикла показано, что в течение мезозоя и кайнозоя территория Западного и Центрального Тянь-Шаня представляла собой зону рассредоточенного сдвигового течения. В этих условиях сформировалась и эволюционировала система внутригорных впадин и разделяющих их поднятий. Установлено, что движения горных масс в системе «впадина/поднятие» были обусловлены перераспределением масс горных пород в процессе их реидной деформации в условиях вертикальной и латеральной реологической неоднородности коры. Во второй статье цикла будет представлено описание впадин Западного Забайкалья и проведено обсуждение материала, будут сформулированы выводы по обозначенной проблеме.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: мезозой; кайнозой; внутригорные впадины; тектоническая эволюция; седиментация; реидная деформация; транстенсия; транспрессия; Тянь-Шань; Гиссаро-Алай

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования проведены в рамках госзаданий Геологического института РАН, Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Института земной коры СО РАН, Воронежского государственного университета.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение строения и геологического развития отрицательных структур (осадочных бассейнов) является основным источником знаний об эволюции земной коры на плитном и орогенном этапах, и одна из разновидностей таких структур – межгорные и внутригорные впадины. В представленных публикациях содержатся описание и сравнительно-тектонический анализ мезозойско-кайнозойских внутригорных впадин Гиссаро-Алайской горной системы, Центрального Тянь-Шаня и Западного Забайкалья (рис. 1). Выбор объектов не случаен: Тянь-Шань и Западное Забайкалье – это фрагменты единого Евразийского орогена, внутригорные впадины в этих регионах широко распространены, хорошо изучены и являлись объектами исследований авторов статьи.

Тянь-Шань и Прибайкальский регион прошли многоэтапную геологическую историю, разброс мнений по которой, в том числе и для альпийского времени, весьма велик. Анализ этих представлений в данной статье был бы излишен, но можно отметить, что обыч-

но предлагается какой-либо один источник тектонического воздействия, и многие таковым считают Индо-Евразийскую коллизию. При этом тектоническую структуру верхнего корового слоя рассматривают как пассивное отражение процессов в нижней коре и мантии. В этой работе мы не отдаем приоритет какой-либо модели альпийского тектогенеза, задача состоит лишь в констатации некоторых фактов и положений, отражающих альпийскую тектонику региона, на которые до сих пор не обращали должного внимания. В первой статье цикла рассмотрены внутригорные альпийские впадины гиссаро-алайского и центрального сегментов Тянь-Шаня.

2. ВНУТРИГОРНЫЕ ВПАДИНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань представляет собой фрагмент палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса (рис. 2). К концу палеозоя на месте современного Тянь-Шаня была сформирована складчато-покровная область [Biske, 2018; Burtman, 2012; Leonov, 1990; Mikolaichuk

et al., 2003; Shadchinev, Bakhtdavlatov, 2008; и др.], которая в поздней перми – среднем триасе подверглась размыву и пенепленизации. С позднего триаса до середины олигоцена на территории Тянь-Шаня господствует режим молодой платформы, а с середины олигоцена до настоящего времени регион является частью Евразийского внутриконтинентального орогена. Отло-

жения мезозойско-кайнозойского плитного и орогенного чехла сохранились во впадинах, обрамляющих горное сооружение, а также во внутригорных депрессиях. Современная морфоструктура региона определяется наличием сопряженных антиклинальных (хребты) и синклинальных (впадины) складок [Kostenko, 1972], известных также как изгибы «большого радиуса



Рис. 1. Положение районов исследования на территории Азии (основа: фото Google Earth Pro). I–II – Тянь-Шань: I – западный сегмент (Гиссаро-Алай), II – центральный сегмент (Киргизский Тянь-Шань); III – Западное Забайкалье.

Fig. 1. The position of the study areas in Asia (based on the image from Google Earth Pro). I–II – Tien Shan: I – western segment (Gissar-Alai), II – central segment (Kyrgyz Tien Shan); III – western Transbaikalia.

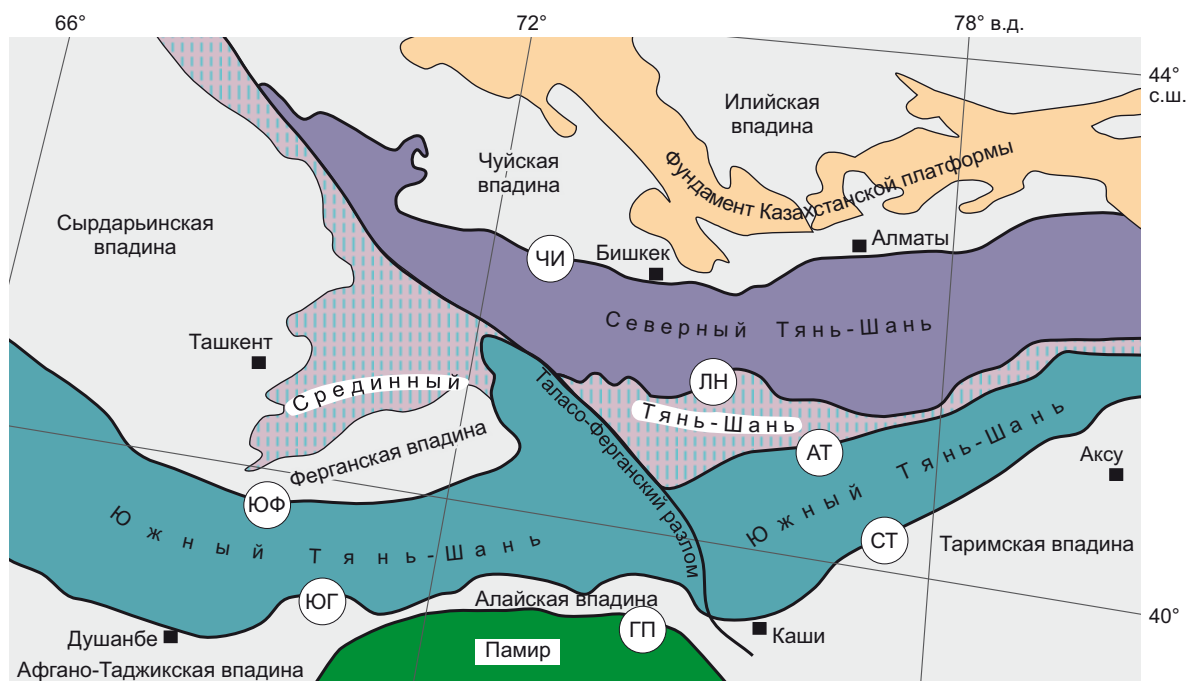


Рис. 2. Схема тектонической сегментации Тянь-Шаня (с использованием представлений [Aleksseev et al., 2014; Burtman, 2012]).

Главные разломы и тектонические границы: ЧИ – Чуйско-Илийский, ЛН – линия Николаева, АТ – Атбаши-Иныльчекский, СТ – Северо-Таримский, ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский, ГП – Главный Памирский.

Fig. 2. Scheme of the Tien Shan tectonic segmentation (after [Aleksseev et al., 2014; Burtman, 2012]).

Main faults and tectonic boundaries: ЧИ – Chu-Ili, ЛН – Nikolayev Line, АТ – Atbashi-Inylchek, СТ – North Tarim, ЮФ – South Fergana, ЮГ – South Gissar, ГП – Main Pamir.

кривизны» [Stille, 1964] или «мегаскладки основания» [Argan, 1935] (рис. 3).

В структурно-историческом плане Тянь-Шань неоднороден, и анализируемые объекты охватывают Гиссаро-Алайскую и Центрально-Тяньшаньскую провинции, которые различаются строением фундамента, структурой, морфологией, глубинным строением и раздел между которыми проходит по линии Таласо-Ферганского разлома [Alekseev et al., 2014; Alexeiev et al., 2015;

Batalev et al., 2011, 2013; Biske, 2018; Burtman, 2012; Markarov, 1990; Leonov, Przhivalgovskii, 2021; Rybin et al., 2021; Sabitova et al., 2005; Ufimtsev et al., 2009].

2.1. Внутригорные впадины гиссаро-алайского сегмента

Гиссаро-Алайская горная система – это обособленный морфоструктурный сегмент Тянь-Шаньского орогена, с севера и с юга ограниченный разломами (см.

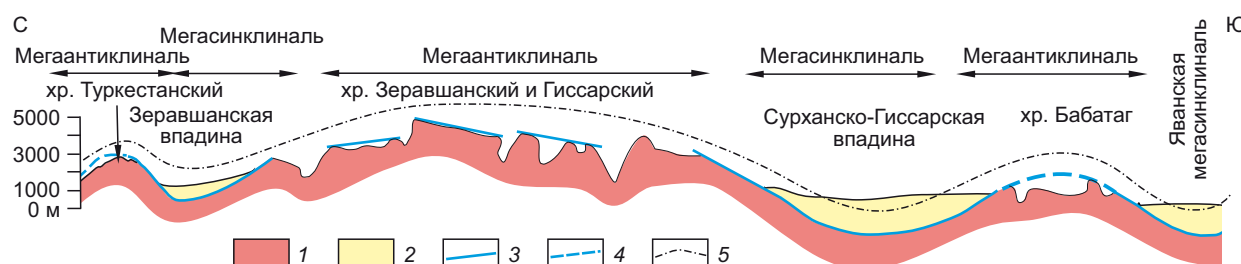


Рис. 3. Мегаскладки основания – основные морфоструктуры Тянь-Шаня (по [Kostenko, 1972], с изменениями).

1 – палеозойское основание; 2 – альпийские впадины; 3 – фрагменты домезозойской поверхности выравнивания; 4 – реконструированные фрагменты домезозойской поверхности выравнивания; 5 – обобщенная кривая деформации домезозойской поверхности выравнивания.

Fig. 3. Basement megafolds – main morphostructures of the Tien Shan (modified after [Kostenko, 1972]).

1 – Paleozoic basement; 2 – Alpine depressions; 3 – fragments of the surface of the pre-Mesozoic peneplain; 4 – reconstructed fragments of the surface of the pre-Mesozoic peneplain; 5 – generalized deformation curve of the surface of the pre-Mesozoic peneplain.

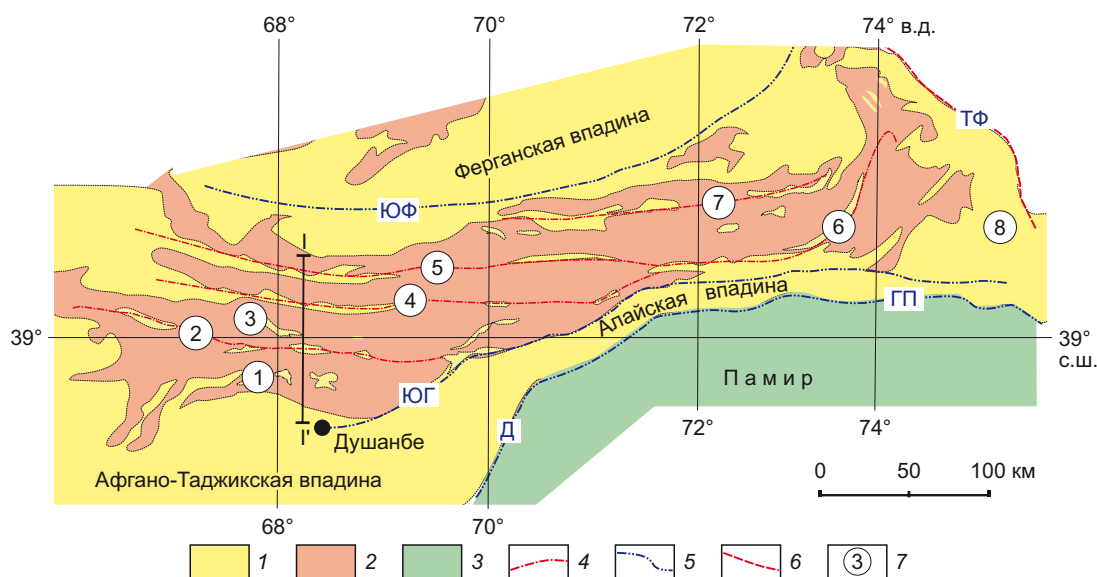


Рис. 4. Положение мезозойско-кайнозойских впадин в структуре Гиссаро-Алая.

1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – герцинский фундамент; 3 – структуры Памира; 4 – безофиолитовые сутуры (зоны концентрированной деформации); 5 – крупные граничные разломы: ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский, Д – Дарваз-Каракульский, ГП – Главный Памирский, 6 – Таласо-Ферганский разлом (ТФ); 7 – системы впадин: 1 – Заваркурукская (южных отрогов Гиссара), 2 – Каракуль-Зиддинская, 3 – Магиан-Фан-Ягнобская, 4 – Зеравшанская, 5 – Нуратау-Курганакская (Санзаро-Угукская), 6 – Кульгеджелинская, 7 – низких предгорий Алая (Заамин-Уратюбинская), 8 – Фергано-Яркендская. I–I' – линия профиля на рис. 5.

Fig. 4. The position of the Mesozoic-Cenozoic depressions in the Gissar-Alai structure.

1 – Mesozoic-Cenozoic depressions; 2 – Hercynian basement; 3 – Pamir structures; 4 – ophiolite-free sutures (zones of concentrated deformation); 5 – large border faults: ЮФ – South Fergana, ЮГ – South Gissar, Д – Darvaz-Karakul, ГП – Main Pamir, 6 – Talas-Fergana fault (ТФ); 7 – systems of depressions: 1 – Zavarkuruk (South Gissar branches), 2 – Karakul-Ziddi, 3 – Magian-Fan-Yagnob, 4 – Zhetysay, 5 – Nuratau-Kurganak (Sanzar-Uguk), 6 – Kulgedzhelin, 7 – in low foothills of Alai (Zaamin-Uratyube), 8 – Fergana-Yarkend. I–I' is the profile line in Fig. 5.

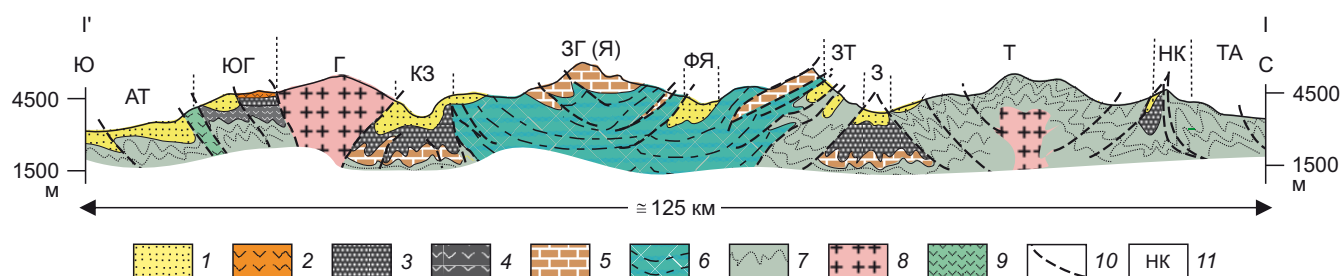


Рис. 5. Структурно-геологический разрез центрально-таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня.

1 – терригенные, карбонатные и гипсоносные отложения внутригорных впадин (Mz–Kz); 2 – вулканогенные образования (P); 3 – флиш (C_{2m} – C_3); 4 – вулканиты (C_1); 5 – известняки и доломиты (S_2 – D_{1-2}); 6 – вулканогенные, терригенно-кремнистые и карбонатные отложения, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев (O– S_1); 7 – терригенные отложения (O–S); 8 – граниты; 9 – базиты и ультрабазиты (Pz); 10 – разломы; 11 – структурно-формационные зоны: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южногиссарская, КЗ – Каркуль-Зиддинская, ЗГ (Я) – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), ФЯ – Фан-Ягнобская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, З – Зеравшанская, Т – Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская; ТА – Туркестано-Алайская.

Fig. 5. Structural and geological section of the central tajik segment of the South Tien Shan.

1 – terrigenous, carbonate and gypsum-bearing deposits of intramountain depressions (Mz–Kz); 2 – volcanogenic formations (P); 3 – flysch (C_{2m} – C_3); 4 – volcanites (C_1); 5 – limestones and dolomites (S_2 – D_{1-2}); 6 – volcanogenic, terrigenous-siliceous and carbonate deposits partially metamorphosed into greenschist facies (O– S_1); 7 – terrigenous deposits (O–S); 8 – granites; 9 – basites and ultrabasic rocks (Pz); 10 – faults; 11 – structural and formation zones: AT – Afghan-Tajik, ЮГ – South Gissar, КЗ – Karakul-Ziddi, ЗГ (Я) – Zeravshan-Gissar (Yagnob), ФЯ – Fan-Yagnob, ЗТ – Zeravshan-Turkestan, З – Zeravshan, Т – Turkestan, НК – Nuratau-Kurganak, ТА – Turkestan-Alai.

рис. 2; рис. 4, 5). Характерным элементом Гиссаро-Алая являются многочисленные внутригорные отрицательные морфоструктуры (впадины, грабен-синклинали), геология которых рассмотрена во многих работах [Bosov, 1972; Kazakov et al., 1985; Korzhenkov, Mikolaychuk, 2009; Kraidenkov, 1971; Makarov, 1990; Makarov et al., 2011; Makarova et al., 1973; Nesmeyanov, Barkhatov, 1978; Obukhov, 1990; Tadzhibekov, 2005; Trifonov et al., 2008; Chedia, Utkina, 1990; Shadchinev, Bakhtdavlatov, 2008; и мн. др.], в том числе – в публикациях авторов данной статьи [Leonov, 1990, 1996, 2005, 2008, 2013; Leonov, Przhivalgovskii, 2021; Morozov, Talitsky, 2006; Morozov et al., 2014; Przhivalgovskii, Lavrushina, 2020].

Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции.

Отложения мезозоя и кайнозоя гиссаро-алайского сегмента с угловым несогласием залегают на палеозойском складчато-метаморфическом основании, образуя альпийский платформенно-орогенный чехол (рис. 6). Отложения чехла представлены серией литостратиграфических комплексов [Dzhalilov et al., 1971; Nesmeyanov, Barkhatov, 1978; Shadchinev, Bakhtdavlatov, 2008] (снизу вверх): сероцветный континентально-лимнический комплекс: конгломераты, песчаники, глины, алевролиты, глинистые сланцы, угли (T_3 –J); сероцветно-красноцветный континентальный комплекс: глины, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли (K_1); пестроцветный карбонатно-хемогенно-терригенный мелководно-морской комплекс: глины, алевро-аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты, гипсы (K_2 – P_2); красноцветный континентальный комплекс: глины, алевро-аргиллиты, песчаники, гипсы, мелкогалечные конгломераты (P_3); сероцветный континентальный комплекс: конгломераты, гравелиты, песчаники, галечники, гравийники, пески, глины, лессовидные суглинки (N–Q). Литостратиграфические

комплексы являются вещественным выражением геологических событий, что позволяет проводить корреляцию тектоноседиментационных циклов, выявлять их генезис, устанавливать их рубежи и длительность (рис. 6).

В поздней перми, раннем и среднем триасе на месте герцинской покровно-складчатой области был выработан эпигерцинский пенеплен и сформирована кора выветривания. Территория имела высокое стояние, и бассейновые отложения практически отсутствовали [Earth's Crust..., 1974]. Платформенный режим для Тянь-Шаня и других областей Средней Азии сохранялся и в позднем триасе [Troitsky, 1967].

Юрские континентальные отложения присутствуют в Гиссаро-Алае во многих впадинах и залегают на породах палеозоя и триаса с разрывом и несогласием. Юра представлена серыми и черными глинами, алевролитами, песчаниками с линзами и пластами гравелитов и конгломератов, бурыми углями, известняками и мергелями. Отложения соответствуют континентальным озерным, болотным и аллювиальным обстановкам со слаборасчлененным рельефом. На южной окраине Гиссарского хребта (Душанбинский прогиб) верхнеюрские отложения представлены прибрежно-морскими и лагунными образованиями незначительной мощности с обильной эндемичной фауной. Полнота разрезов юры в разных впадинах и вариации мощности отложений составляют от сотен метров до полного отсутствия даже в пределах одной впадины. Значительные прогибания и накопление мощных (до 4000 м) осадков приурочены только к юго-восточной части Таласо-Ферганского разломного шва, отделяющего гиссаро-алайский сегмент от центрально-тяньшаньского, и характер осадконакопления не отражает общерегиональной палеотектонической обстановки.

Отложения позднего триаса, ранней и средней юры свидетельствуют о платформенном режиме, нарушаемом периодами тектонической активизации: дифференциацией рельефа, пликативной деформацией домезозойского пенеплена, заложением системы неглубоких прогибов и невысоких поднятий, локальным смятием и незначительным проявлением вулканизма.

Резкая смена режима осадконакопления происходит на границе юры и раннего мела. Аллювиально-озерно-болотные угленосные осадки юры сменяются от-

носительно континентальными лагунными и лагунно-морскими отложениями нижнего мела. Отложения мела фациально изменчивы и залегают или согласно на верхнеюрских породах, или с резким азимутальным и угловым несогласием на палеозойском фундаменте. Нижний мел (мощность 0–400 м) представлен: (а) терригенными осадками аллювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых фаций; (б) терригенными породами с прослоями и пачками доломитистых, детритовых и песчано-глинистых известняков,

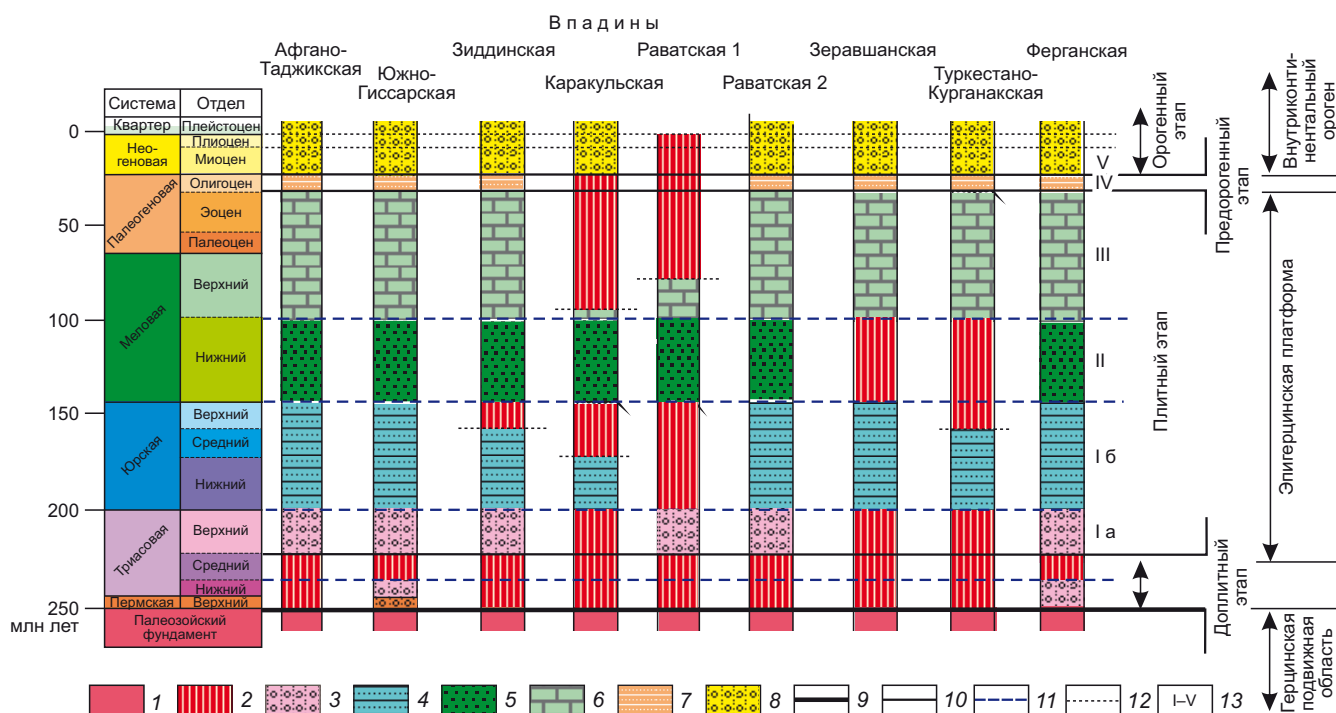


Рис. 6. Этапы и режимы осадконакопления на территории Гиссаро-Алая в мезозое и кайнозое.

Составлено с использованием данных [Andreev, 1969; Bosov, 1972; Vakhromeev et al., 1936; Geology..., 1959, 1972a; Davidzon et al., 1982; Dzhalilov et al., 1971; Dmitrieva, Nesmeyanov, 1982; Kazakov et al., 1985; Korobka et al., 1974; Kraidenkov, 1971; Nesmeyanov, Barkhatov, 1978; Obukhov, 1990; Decisions..., 1959; Sikstel, 1960; Tadzhibekov, 2005; Troitsky, 1967; Shadchinev, Bakhtdavlatov, 2008], а также материалов объяснительных записок к геологической карте масштаба 1:200000 и личных наблюдений. 1 – палеозойское складчато-метаморфическое основание; 2 – перерывы в осадконакоплении; 3–8 – литостратиграфические комплексы: 3 – коры выветривания и континентальные терригенные отложения в западинах рельефа, 4 – лагунно-болотные сероцветные континентально-терригенные угленосные отложения, 5 – красочные континентальные отложения, 6 – пестроцветные карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения, 7 – пестроцветные континентально-лагунные отложения (тонкая нижняя моласса), 8 – сероцветные грубообломочные терригенные континентальные отложения (верхняя грубая моласса); 9 – домезозойская поверхность выравнивания (поверхность фундамента); 10 – границы тектоноседиментационных этапов; 11 – границы литостратиграфических комплексов, отражающие региональные несогласия и поверхности размытия; 12 – местные несогласия и поверхности размытия; 13 – литостратиграфические комплексы и этапы, описание которых приведено в тексте.

Fig. 6. Stages and modes of the Mesozoic and Cenozoic sedimentation in Gissar-Alai.

Compiled using data from [Andreev, 1969; Bosov, 1972; Vakhromeev et al., 1936; Geology..., 1959, 1972a; Davidzon et al., 1982; Dzhalilov et al., 1971; Dmitrieva, Nesmeyanov, 1982; Kazakov et al., 1985; Korobka et al., 1974; Kraydenkov, 1971; Nesmeyanov, Barkhatov, 1978; Obukhov, 1990; Decisions..., 1959; Sikstel, 1960; Tadzhibekov, 2005; Troitskiy, 1967; Shadchinev, Bakhtdavlatov, 2008], as well as materials from explanatory notes to a 1:200,000 scale geological map and personal observations. 1 – Paleozoic folded-metamorphic basement; 2 – breaks in sedimentation; 3–8 – litho-stratigraphic complexes: 3 – weathering crusts and continental terrigenous deposits in topographic depressions, 4 – lagoonal and marsh gray-colored continental-terrigeneous coal-bearing deposits, 5 – red-colored continental deposits, 6 – variegated carbonate-terrigeneous shallow-marine deposits, 7 – variegated continental-lagoonal deposits (thin lower molasse), 8 – grey-colored coarse-clastic terrigenous continental deposits (upper coarse molasse); 9 – surface of the pre-Mesozoic peneplain (basement surface); 10 – boundaries of tectonic-sedimentation stages; 11 – boundaries of lithology/stratigraphic complexes reflecting regional unconformities and erosion surfaces; 12 – local unconformities and erosion surfaces; 13 – lithology/stratigraphic complexes and stages described in the article.

характерными для краевой части эпиконтинентального морского бассейна; (в) континентальными красноцветными песчаниками и конгломератами, распространенными во внутренних впадинах.

На рубеже раннего и позднего мела вновь происходит изменение режима седиментации: исчезает грубый терригенный материал, сокращается количество красноцветных прослоев, возрастает роль карбонатных и глинисто-гипсовых отложений. Осадки характеризуют обстановки мелководного эпиконтинентального морского бассейна и отшнурованных морских лагун. Отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа в это время невелик. Спорадическое присутствие глыбовых брекчий указывает на всплески тектонической активности, являющейся отражением тектонических событий в Тетической области [Nikonov, 1990; Shcherba, 1990] и неполной консолидации корового слоя на территории Гиссаро-Алая.

В позднем мелу следует серия трансгрессивных и регрессивных циклов, и постепенно трансгрессия моря захватывает практически всю территорию Гиссаро-Алая. Мощности, литологические особенности и распределение химических элементов в отложениях мела от места к месту меняются [Bosov, 1972], что свидетельствует о различии областей питания и скорости вертикальных движений в разных сегментах Гиссаро-Алая. Такой режим существует до конца эоцена, и на территории Гиссаро-Алая в это время происходит накопление карбонатно-глинисто-гипсовых и терригенных континентальных, лагунных и мелководноморских осадков незначительной мощности. Устанавливается режим чередования эпох геодинамического равновесия (например, эпоха предпозднемиоценовой пенеппенизации) и этапов тектонической активизации. Так, на рубеже позднего сенона и датско-бухарского времени происходит замена морских рудистовых известняков лагунными гипсами, что свидетельствует о восходящих тектонических движениях и регрессии моря. Происходит незначительная деформация домезозойского пенепплена и формирование прогибов и поднятий, однако размах движений невелик и не оказывает существенного влияния на процессы осадконакопления.

Новый этап осадконакопления наступает с начала олигоцена, когда происходит смена закисной (серо-зеленая окраска пород) обстановки на окисную (красноцветная окраска пород) и накопление маломощных (20–100 м) отложений шурысайской, сумсарской и нижнемассagetской свит, которые с размывом залегают на подстилающих отложениях и представлены красноцветными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гравелитов и гипсов с трещинами усыхания и следами илоедов. Состав отложений свидетельствует о предельной выравненности рельефа и слабом проявлении тектонических движений. В палеогене между Ферганским и Таджикским бассейнами существовал раздел [Davidzon et al., 1982], однако латеральная выдержанность состава и строения отложений указы-

вает на существование протяженных пологих прогибов. Отложения олигоцена с размывом и несогласием перекрыты грубообломочными отложениями нижнего миоцена.

Следующий возрастной рубеж приходится на границу миоцена и плиоцена, которой соответствует региональное предбактрийское несогласие и образование мощных грубообломочных толщ бактрийской свиты, субсогласно залегающих на глинах массагетской серии или лежащих непосредственно на породах палеозоя. Эти отложения фиксируют возникновение горного рельефа. На рубеже плиоцена и плейстоцена из разрезов исчезают отложения, имеющие площадное распространение. Четвертичные отложения представлены спорадически развитыми аллювиальными, склоновыми коллювиальными и ледниковыми образованиями, свидетельствующими о механической эрозии рельефа.

Мнения о времени смены платформенного режима на орогенный неоднозначны. Согласно [Mossakovsky et al., 1993], этот рубеж соответствует границе эоцен/олигоцен, и именно с этого рубежа начинается молассовый этап [Baikov, Sedletckiy, 2008]. По мнению автора работы [Nikonov, 1990], смена режима платформа/ороген совпадает с границей олигоцена и миоцена. Разнотечение связано со своеобразием олигоценового этапа: резкой сменой осадочного процесса с мелководно-морского на континентальный в начале этапа, отложением тонких красноцветных континентальных осадков, резкой сменой характера седиментации на границе олигоцена и миоцена. Перечисленные особенности обусловили выделение олигоценовых образований в комплекс «нижней тонкой молассы», характеризующей особое состояние недр: относительный тектонический покой и в то же время резкую смену геодинамической обстановки с платформенной на орогенную. С раннего миоцена начинается формирование современного внутриконтинентального орогена. В начальную стадию (ранний миоцен – плиоцен) орогенические движения приводят к возникновению холмисто-долинного рельефа и накоплению относительно тонких моласс типа массагетской серии. В зрелую стадию (плейстоцен – квартал) формируется высокогорный рельеф и происходит накопление мощных грубообломочных отложений.

Взаимоотношение литостратиграфических комплексов подчиняется закономерности, отражающей чередование этапов осадконакопления и периодов поднятия и размыва. Отложения каждого из более молодых комплексов с размывом и зачастую с угловым несогласием перекрывают более древние толщи вплоть до фундамента. В одних разрезах (зонах) размыв минимален или отсутствует и молодые отложения залегают на более древних без перерыва. В других – молодые осадки ложатся на различные горизонты подстилающего разреза. Такая ситуация свидетельствует о 3D подвижности фундамента и изгибной деформации домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания, а также о перманентном изменении рельефа

во времени как на уровне поверхности фундамента, так и на уровне дневного среза.

Таким образом, для территории Гиссаро-Алая в позднегерцинское и альпийское время наиболее значимыми являются разделы: ранняя пермь – поздняя пермь; средний – поздний триас; триас – юра; юра – ранний мел; ранний – поздний мел; эоцен – олигоцен; олигоцен – миоцен; плиоцен – четверть. При этом прослеживаются позднепермско-среднетриасовый (доплитный) и олигоценовый (предороженный) временные интервалы, «до» и «после» которых палеогеографические и тектонические обстановки в регионе принципиально меняются. В первом случае: «до» – герцинская покровно-складчатая область, «после» – эпигерцин-

ская платформа. Во втором случае: «до» – эпигерцинская платформа, «после» – внутриконтинентальный ороген.

Тектоническая позиция, структура, геодинамика. Гиссаро-Алай представляет собой высокогорную страну ($\approx 100 \times 1000$ км) с высотными отметками до 5.0–5.5 тыс. м и более. Горное сооружение, в состав которого входят Алайский, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и другие хребты, обрамлено межгорными впадинами: Ферганской – на севере, Алайской и Таджикской – на юге. С востока Гиссаро-Алай ограничен Таласо-Ферганским разломом, на западе горы Тянь-Шаня погружаются под осадочный чехол Туранской плиты.

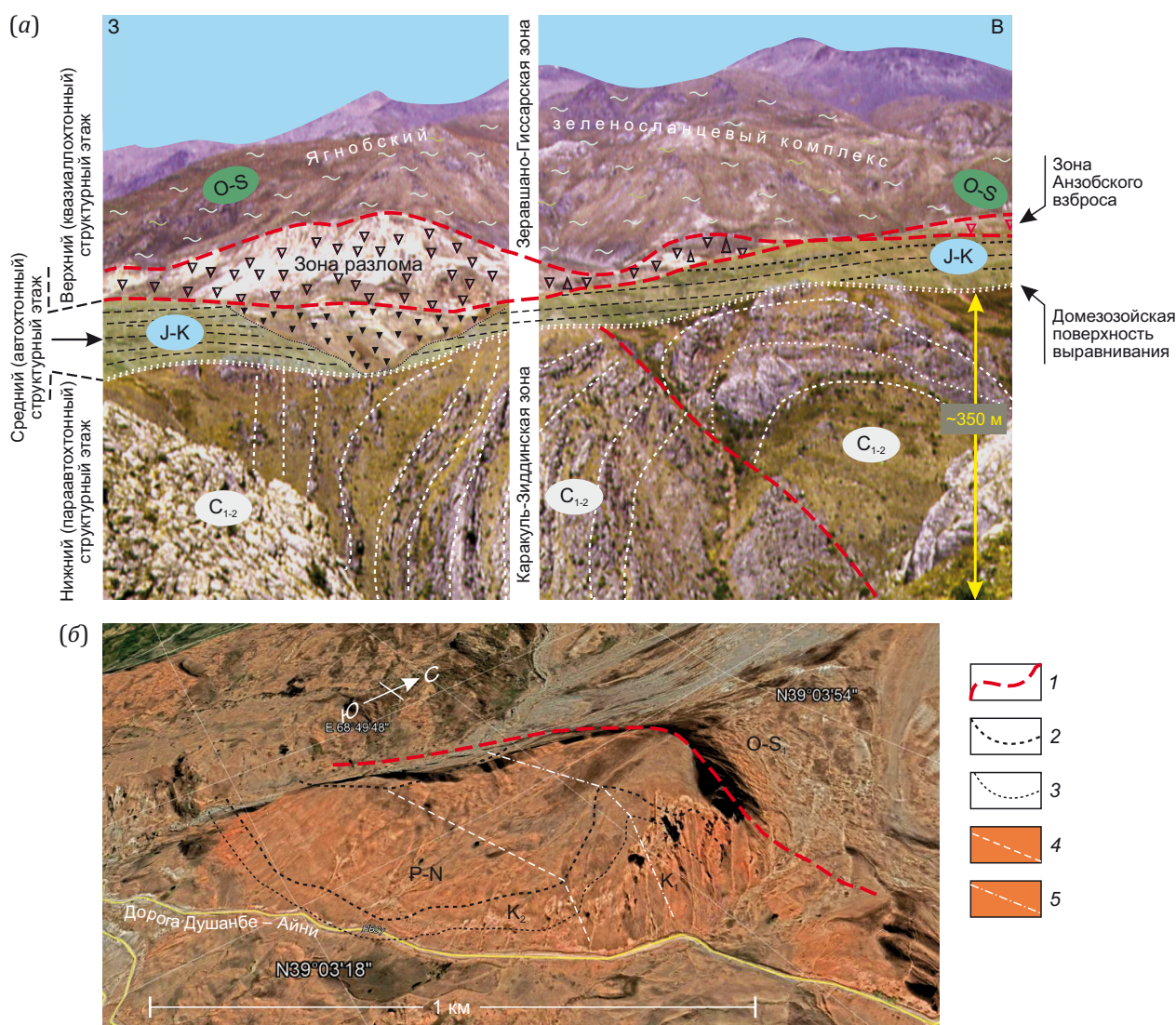


Рис. 7. Зиддинская впадина (фрагмент).

(a) – общий вид с юга; (б) – синклиальная и антиклиальная складки второго порядка, осложняющие структуру северного борта впадины. Основа нижнего фото – снимок Google Earth Pro. 1 – Анзобский взброс; 2 – границы литостратиграфических комплексов; 3 – границы пачек; 4 – оси складок: 4 – синклиналей, 5 – антиклиналей.

Fig. 7. Ziddi depression (fragment).

(a) – general view from the south; (б) – second-order syncline and anticlinal folds complicating the of the northern slope of the depression. The bottom picture based on the Google Earth Pro image. 1 – Anzob reverse fault; 2 – boundaries between lithological-stratigraphic complexes; 3 – boundaries between members; 4–5 – fold axes: 4 – syncline, 5 – anticline.

Линейная система хребтов разделена внутригорными впадинами, которые выполнены платформенными и орогенными отложениями мезозоя и кайнозоя (см. рис. 3, 4, 5; рис. 7, 8). Впадины образуют систему линзо- и ромбовидных кулис, являющихся синклинальными складками, приуроченными к линейным структурным швам – зонам сочленения палеозойских структурно-формационных элементов. Оси складок и структурные швы расположены под углом 10–15° по отношению к субширотному тектоническому плану горного сооружения. Расстояние между осевыми плоскостями впадин-синклиналией составляет 20–24 км.

При схождении разломов, ограничивающих впадины, возникают структуры «тектонического сшивания» (рис. 9), в которых могут быть скрыты значительные объемы геологического пространства. Протяженность выходов мезозойско-кайнозойских отложений в отдельных впадинах-синклиналиях от 1–5 до 10–25 км.

Складки бывают открытые – симметричные, моновергентные и конвергентные [Sadybakasov, 1990; Leonov, 2005]. Открытые симметричные структуры характерны для района западного погружения горного массива (например, Самаркандская депрессия). Углы падения на крыльях таких структур составляют

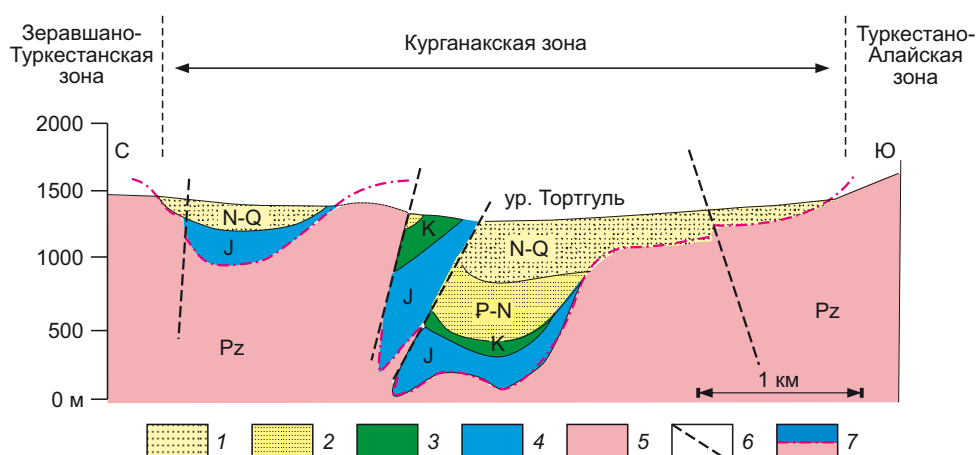


Рис. 8. Шахристан-Ляйлякская впадина (северный склон Туркестанского хребта) (по [Nesmeyanov, Barkhatov, 1978]).

1–4 – отложения чехла: 1 – верхний неоген – квартер, 2 – палеоген – нижний неоген, 3 – мел, 4 – юра; 5 – палеозойский фундамент; 6 – разломы; 7 – поверхность выравнивания (поверхность фундамента).

Fig. 8. Shakhriston-Lyailyak depression (northern slope of the Turkestan ridge) (after [Nesmeyanov, Barkhatov, 1978]).

1–4 – sedimentary cover: 1 – Upper Neogene – Quaternary, 2 – Paleogene – Lower Neogene, 3 – Cretaceous, 4 – Jurassic; 5 – Paleozoic basement; 6 – faults; 7 – planation surface (basement surface).

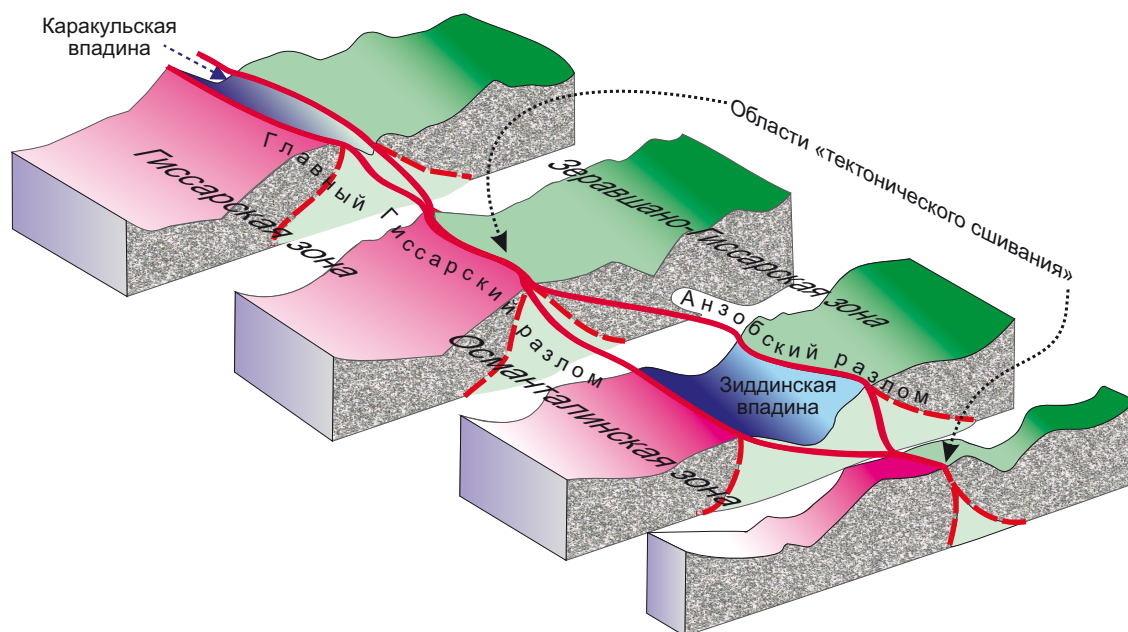


Рис. 9. Каракуль-Зиддинская система впадин и структуры «тектонического сшивания».

Fig. 9. Karakul-Ziddi system of depressions and structures of "tectonic stitching".

10–40°, внутренние деформации развиты слабо или отсутствуют. Моновергентные структуры асимметричны (см. рис. 7, 8). Внутренние крылья складок крутые (50–90°), в ряде случаев запрокинуты и срезаны разломами типа взбросов, взбросо-сдвигов и взбросо-надвигов [Lukina, 1977]. Породы чехла в зонах разрывов могут быть интенсивно дислоцированы и раздроблены. На внешних пологих крыльях углы падения пластов 10–40°. Здесь породы практически не дислоцированы и отложения чехла залегают на фундаменте с разрывом и несогласием.

У конвергентных складок пласты на крыльях запрокинуты навстречу друг другу и образуют перевернутый веер. Осевые плоскости имеют положение, близкое к вертикальному или наклоненное в сторону от оси горного сооружения. Крылья конвергентных складок часто срезаны встречными взбросами, взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами. Днища впадин всех типов соответствуют поверхности домезозойского выравнивания (поверхности фундамента), образуют пликативные изгибы или расположены субгоризонтально. Смещения по взбросам и надвигам, ограничивающим впадины, незначительны (сотни метров, реже 1–3 км). За пределами многих впадин разрывы затухают как по простиранию, так и по падению.

Степень структурно-вещественных преобразований альпийского времени и напряженность инфраструктуры в породах фундамента выше, чем в отложениях чехла. Породам основания свойственна 3D реидная деформация, а чехольные комплексы, за исключением отдельных зон, смяты в широкие открытые складки, осложненные складками второго порядка, малоамплитудными разломами и зонами внутрипластового течения.

Особенности осадконакопления указывают на то, что морфоструктурные элементы в регионе развивались в течение всего альпийского этапа. Для мезозоя – палеогена характерны колебательные движения с общей тенденцией к погружению. В неоген-четвертичное время произошла смена знака тектонических движений и вся территория Гиссаро-Алая была преобразована в ороген с резко расчлененным высокогорным рельефом [Babaev, 1975]. Зафиксированная в чередовании поднятий и седиментационных ванн деформация домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания, а также их современная пликативная структура свидетельствуют о том, что породы палеозойского фундамента в альпийском тектогенезе проявляют себя как квазипластичная субстанция. Движение вещества обеспечивается за счет механизмов структурно-вещественной переработки горных масс фундамента: пластической деформации в разных формах и масштабах ее проявления, хрупкого разрушения и катаклаза, меланжирования, динамической рекристаллизации и пр. [Hanmer, Passchier, 1991; Konygin et al., 1988; Leonov, 1996, 2008, 2013; Leonov et al., 2020a, 2021].

В целом альпийская морфоструктура Гиссаро-Алая отражает изгибную деформацию поверхности фунда-

мента (домезозойской поверхности выравнивания) и слоев вышележащего осадочного чехла, обусловленную бивергентным растеканием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости горного сооружения при незначительном поперечном сокращении пространства [Trifonov et al., 2008; Chedia, Utkina, 1990]. С этими процессами в отдельных мегаструктурах (Ягнобско-Сугуская, Алайско-Майлисузская зоны) связано проявление горизонтально-плоскостного тектонического течения. В то же время совокупность структурно-кинематических индикаторов – линзовидно-кулисное расположение впадин и осей складок, косо ориентированное по отношению к генеральному структурному плану Гиссаро-Алая; деформация обломков и галек в конгломератах; линзовидно-пятнистое расщепление пород; субвертикальное расположение сланцеватости при субгоризонтальной позиции линейных структур и пр. – свидетельствует и о наличии вертикально-плоскостной сдвиговой составляющей движения горных масс, сосредоточенной в пределах узких тектонических швов, разделяющих крупные морфоструктурные элементы (Нуратау-Курганакская зона) [Morozov, Talitsky, 2006; Morozov et al., 2014]. В современной структуре мезозойско-кайнозойские впадины Гиссаро-Алая образуют кулисно эшелонированные системы, пространственно приуроченные к зонам концентрированной деформации с явно выраженным субширотным сдвиговым течением горных масс [Morozov, Talitsky, 2006] и субгоризонтальным поперечным растеканием с элементами так называемого «гравитационного рифтинга».

Возникновение отрицательных структур в теле постпалеозойской плиты Гиссаро-Алая и конформных им изгибов поверхности фундамента невозможно без придания породам объемной подвижности (текучести), что находит отражение в морфо- и инфраструктуре пород палеозойского фундамента [Leonov, 2008; Leonov, Przhivalgovskii, 2021; Leonov et al., 2017, 2020a; Morozov et al., 2014; Przhivalgovskii, Lavrushina, 2020]. Действие механизмов структурно-вещественной переработки приводит к формированию блочно-гранулированной структуры пород, в результате чего они приобретают 3D подвижность и сверхпластичность [Gol'din, 2002; Kaibyshev, Pshenichnyuk, 1999; Kocharyan, 2016; Revuzhenko, 2003], обеспечивающие тектоническое течение горных масс.

Об объемном перераспределении горных масс свидетельствует развитие прогибов и поднятий, которое до середины миоцена шло по пликативному сценарию лишь с незначительным участием хрупких деформаций [Bosov, 1972; Sadybakasov, 1990]. Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоя и сопровождается возникновением субгоризонтальной и субвертикальной тектонической расслоенности, а также возникновением автономной структуры в каждом из слоев или горизонтов [Leonov, 2008; Leonov, Przhivalgovskii, 2021], разделенных зонами концентрированного вязкого

течения и срыва, которые зафиксированы в коровом слое как прямыми наблюдениями благодаря наличию структурно-кинематических комплексов-показателей, так и расположением очагов землетрясений.

Основные закономерности альпийской геодинамики гиссаро-алайского сегмента отражены на рис. 10, а их детальное обоснование, анализ и библиография (более 100 позиций) приведены в работах [Leonov, 1990, 2005, 2008]. Здесь же отметим, что районы с относительно небольшими по размеру внутригорными впадинами приурочены к области схождения и погружения

коровых и относительно охлажденных астеносферных масс. Комплементарные относительно разогреты объемы расположены под крупными Афгано-Таджикской и Ферганской депрессиями.

Глубинное состояние недр коррелятивно распределению мощностей мезозойско-кайнозойских отложений и морфоструктурных парагенезов, которые указывают на отток материала из-под Ферганской и Афгано-Таджикской впадин и скупивание его в области горного поднятия. Коровые массы в зоне скупивания находятся в состоянии гравитационной неустойчивости

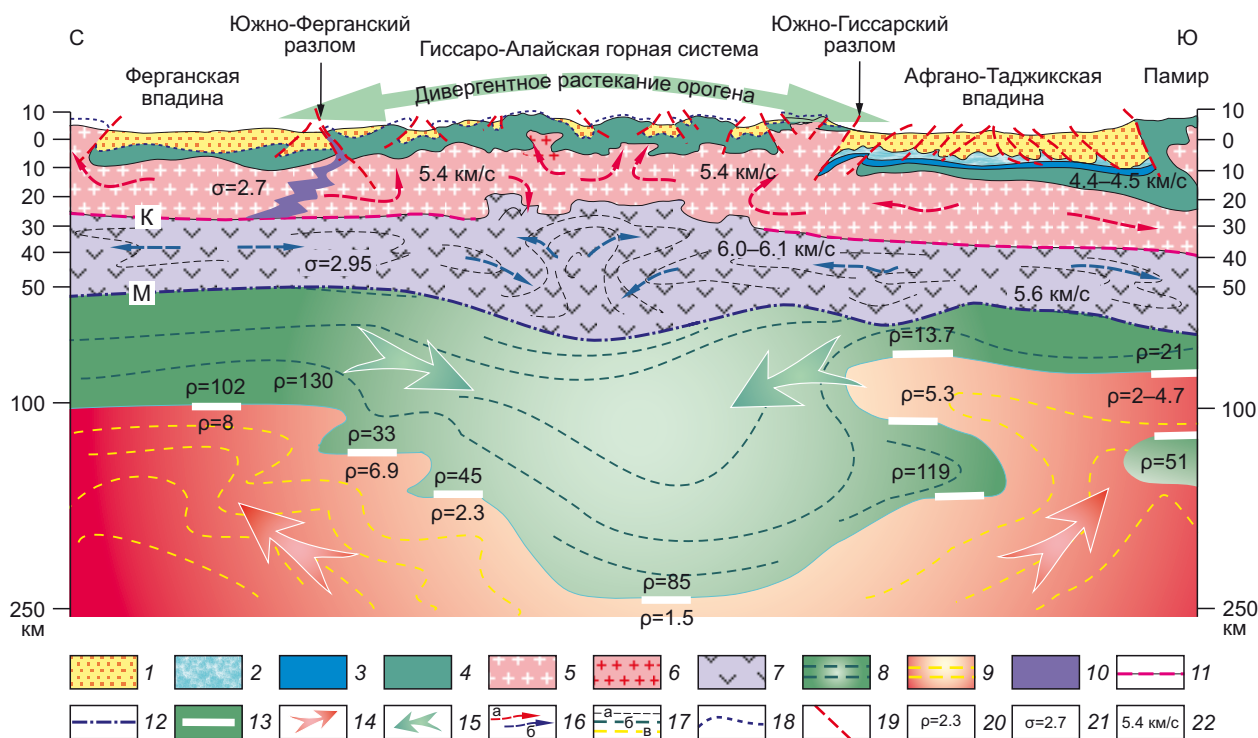


Рис. 10. Принципиальная схема Гиссаро-Алая, отражающая инфраструктуру, глубинное строение и альпийскую геодинамику (пересечение вдоль полосы 68°30' – 69°00' в.д.) (библиография в [Leonov, 1990, 1996, 2008 и др.]).

1 – мезозойско-кайнозойские отложения, нерасчлененные, в пределах Афгано-Таджикской впадины – мел-четвертичные; 2 – юрские соленосные отложения; 3 – юрские карбонатные отложения; 4 – палеозойские складчато-метаморфические комплексы; 5 – гранитно-метаморфический слой; 6 – гранитные батолиты; 7 – «гранулит-базитовый» слой; 8–9 – астеносфера: 8 – относительно охлажденная, 9 – относительно разогретая; 10 – след (в геофизических полях) палеозойской зоны субдукции и зона офиолитового меланжа; 11 – граница Конрада; 12 – граница Мохо; 13 – площадки резкого перепада значений удельного сопротивления по данным МТЗ; 14–15 – предполагаемые направления течения горных масс астеносферы: 14 – относительно разогретых, 15 – относительно охлажденных; 16 – предполагаемые направления течения горных масс в «гранитном» (а) и «гранулит-базитовом» (б) слоях; 17 – условные линии течения: а – в гранулит-базитовом слое, б – в относительно охлажденных объемах астеносферы, в – в относительно разогретых объемах астеносферы; 18 – поверхность домезозойского выравнивания; 19 – разломы; 20 – значения удельного сопротивления горных пород; 21 – значения плотности горных пород; 22 – значения скоростей сейсмических волн.

Fig. 10. Schematic section of the Gissar-Alai, reflecting the infrastructure, deep structure and Alpine geodynamics (intersection along 68°30' – 69°00' E) (bibliography in [Leonov, 1990, 1996, 2008, etc.]).

1 – Mesozoic-Cenozoic deposits, undissected, within the Afghan-Tajik depression – Cretaceous-Quaternary; 2 – Jurassic salt-bearing deposits; 3 – Jurassic carbonate deposits; 4 – Paleozoic folded-metamorphic complexes; 5 – granite-metamorphic layer; 6 – granite batholiths; 7 – "granulite-basite" layer; 8–9 – asthenosphere: 8 – relatively cooled, 9 – relatively heated; 10 – trace (in geophysical fields) of the Paleozoic subduction zone and the ophiolitic mélangé zone; 11 – Conrad boundary; 12 – Moho boundary; 13 – areas of sharp drop in resistivity according to MTS data; 14–15 – inferred directions of rock mass flow in the asthenosphere: 14 – relatively heated, 15 – relatively cooled; 16 – inferred directions of rock mass flow in "granite" (a) and "granulite-basite" (b) layers; 17 – conventional flow lines: a – in the granulite-basite layer, b – in relatively cooled volumes of the asthenosphere, в – in relatively heated volumes of the asthenosphere; 18 – surface of the pre-Mesozoic peneplain; 19 – faults; 20 – rock resistivity; 21 – rock density; 22 – seismic wave velocities.

[Leonov, Przhyjalgovskii, 2021; Nikolaev, 1992], что вызывает их дивергентное «растекание» и «гравитационный рифтинг».

2.2. Внутригорные впадины центрального (киргизского) сегмента

Центральный Тянь-Шань включает территорию между Чуйско-Илийской (на севере) и Таримской (на юге) впадинами, протягивающуюся с запада на восток от Таласо-Ферганского разлома примерно до меридиана 80° в.д. (рис. 11). Этот сегмент подразделен [Alekseev et al., 2014; Biske, 2018; Burtman, 2012] (см. рис. 2; рис. 11) на Северный (каледонский), Срединный (каледонский, активизированный в герцинское время) и Южный (герцинский) Тянь-Шань. К началу мезозоя территория Центрального Тянь-Шаня переходит в режим эпипалеозойской платформы. Геологическое строение и развитие Центрального Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое отражены в работах [Abdrakhmatov, Dzhanelilova, 2016; Bachmanov et al., 2008; Burtman, 2012; Buslov et al., 2008; Gilligan et al., 2014; Geology..., 1972a, 1972b; Chediya, 1973; Korzhenkov, Mikolaichuk, 2009; Kostenko,

1972; Leonov, 2013; Leonov et al., 2021; Makarov, 1990; Makarov et al., 2011; Mikolaichuk et al., 2003; Morozov et al., 2014; Przhyjalgovskii, Lavrushina, 2017, 2020; Przhyjalgovskii et al., 2018, 2020, 2022; Trifonov et al., 2008, 2021]. Характерным элементом этой области являются мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины, образующие единый морфоструктурный парагенез с разделяющими их хребтами – выступами палеозойского фундамента.

Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции.

Как и Гиссаро-Алай, киргизский сегмент представлен двумя структурными этажами: палеозойским фундаментом и залегающим на фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласием мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом (рис. 12). Отложения чехла выполняют систему внутригорных впадин, а также представлены корами выветривания и небольшими останцами, сохранившимися в пределах горных массивов.

Мезозойско-кайнозойские отложения региона в различных внутригорных впадинах достаточно однотипны, хотя и характеризуются вариациями (иногда довольно значительными) мощности и фациального состава,

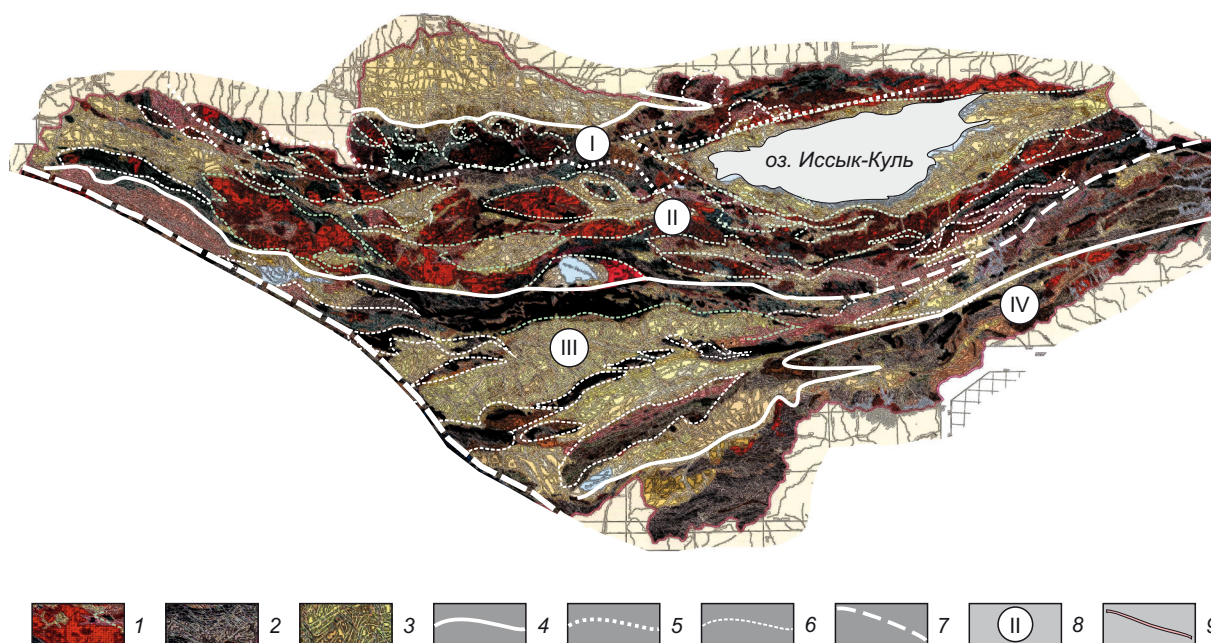


Рис. 11. Структурно-фотометрические образы – отражение интегральной сегментации коры Тянь-Шаня. Стилизация на основе компьютерной обработки Геологической карты Кыргызской Республики [Geological Map..., 2008].

1–3 – основные вещественно-морфоструктурные комплексы: 1 – комплексы преимущественно гранитных масс пород, 2 – комплексы метавулканитов и метаосадков фундамента, 3 – комплексы мезозойско-кайнозойского чехла; 4–7 – структурные линии: 4 – тектонические границы морфоструктурных провинций первого ранга, 5 – границы морфоструктурных провинций второго ранга, 6 – структурные линии третьего ранга, 7 – Таласо-Ферганский разлом; 8 – тип морфоструктур (I – петельчато-блоковый, II – линзовидно-линейный, III – линзовидно-ячеистый, IV – линейно-петельчатый) и соответствующие им провинции; 9 – административная граница Республики Киргизия.

Fig. 11. Structural-photometric images – reflection of integral segmentation of the Tien Shan crust. Stylization based on digital processing of the Geological Map of the Kyrgyz Republic [Geological Map..., 2008].

1–3 – main material-morphostructural complexes: 1 – complexes of predominately granitic rocks, 2 – basement complexes composed of metavolcanites and metasediments, 3 – complexes of the Mesozoic-Cenozoic cover; 4–7 – structural lines: 4 – tectonic boundaries of the first-rank morphostructural provinces, 5 – boundaries of the second-rank morphostructural provinces, 6 – third-rank structural lines, 7 – Talas-Fergana fault; 8 – morphostructural types (I – lenticular-linear, II – lenticular-cellular, III – linear-loop) and corresponding provinces; 9 – administrative border of Kyrgyzstan.

выпадением отдельных горизонтов и т.д. Однако формационный состав отложений в разных впадинах практически идентичен. Начало, окончание и продолжительность тектоноседиментационных этапов в разных районах несколько не совпадают, но, тем не менее, чрезвычайно близки по времени проявления. В частности, длительность позднеорогенного этапа, хотя и различна в разных регионах, укладывается в 2.5 млн лет [Aleshinskaya et al., 1972; Chediya, 1973; Trifonov et al., 2008], т.е. в очень короткий интервал геологического времени. Предорогенный этап, напротив, растянут

по времени (K_2-P_2), но фиксируется маломощной пачкой глин и паттумов, формировавшейся на пенеплене [Bachmanov et al., 2008; Simonov et al., 2008].

Начиная со второй половины пермского периода на территории Центрального Тянь-Шаня устанавливается платформенный режим. Регион становится областью денудации, формируется региональная поверхность выравнивания с корой выветривания, на которой с разрывом залегают отложения плитно-орогенного чехла. Разрезы мезозойско-кайнозойских впадин Центрального Тянь-Шаня сходны, их корреляция проведена

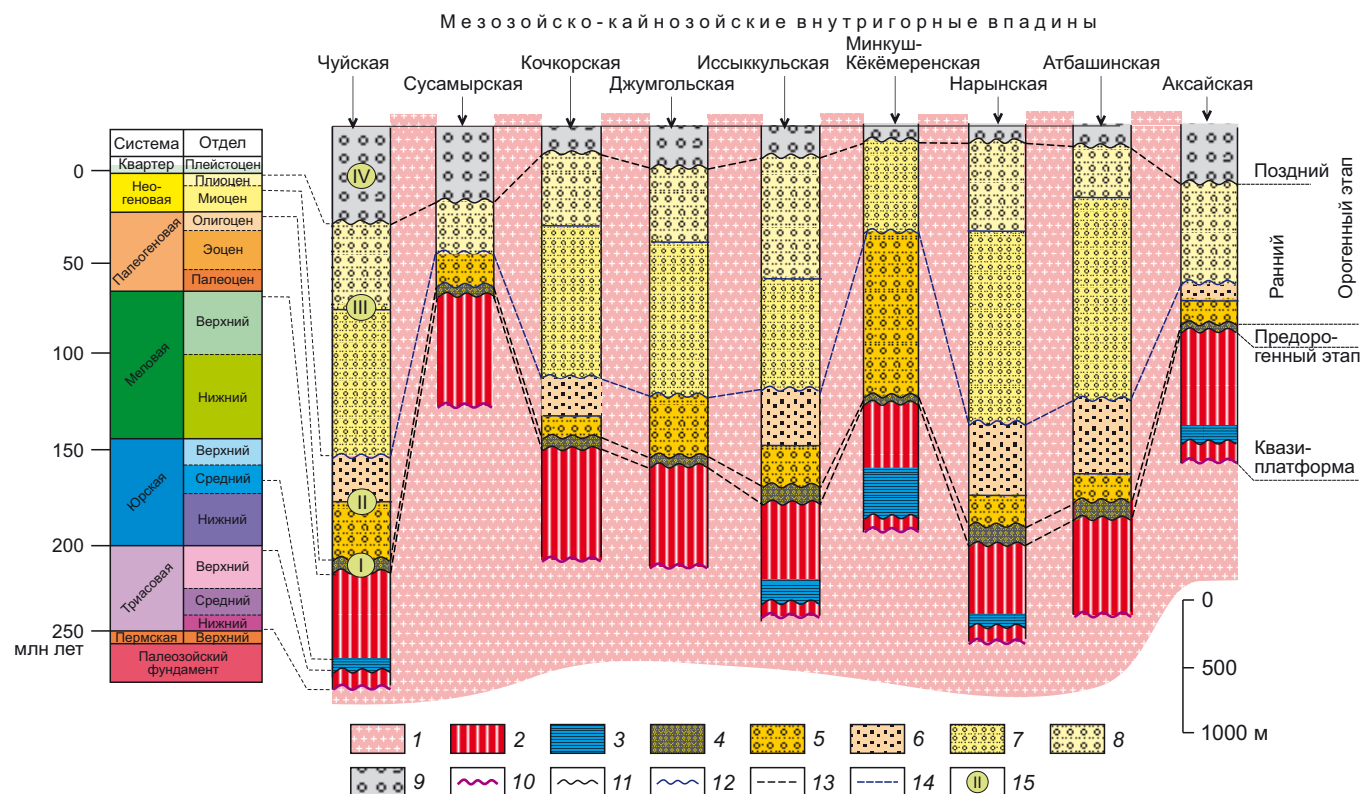


Рис. 12. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений внутригорных впадин и этапы эволюции Центрального Тянь-Шаня.

Составлена с использованием данных [Baykulov et al., 2022; Bachmanov et al., 2008; Bogdanova, 1972; Geological Map..., 2008; Geology..., 1972a, 1972b; Decisions..., 1959; Simonov et al., 2008; Trifonov et al., 2008; Troitsky, 1967; Fortuna, 2022; Fortuna et al., 2010]. 1 – кристаллический складчато-метаморфический фундамент; 2 – периоды отсутствия осадконакопления и формирования поверхности выравнивания; 3 – этап платформенного эпейрогенеза; 4 – предорогенный этап тектонического затишья (коктурпакская свита); 5–8 – раннеорогенный этап (моласса); крапом и цветом показаны различные литостратиграфические горизонты кайнозойских отложений: 5 – нижняя пачка киргизского комплекса, 6 – верхняя пачка киргизского комплекса, 7 – нижняя пачка тянь-шаньского комплекса, 8 – верхняя пачка тянь-шаньского комплекса; 9 – грубая моласса; 10 – домезозойская поверхность выравнивания (граница фундамент – чехол); 11 – границы этапов; 12 – внутриформационные перерывы и несогласия; 13–14 – корреляция: 13 – этапов, 14 – литостратиграфических комплексов; 15 – литостратиграфические комплексы (описание в тексте).

Fig. 12. Scheme of comparison of composite stratigraphic sections of the Mesozoic-Cenozoic deposits of intramountain basins and stages of evolution of the Central Tien Shan.

Compiled using data from [Baykulov et al., 2022; Bachmanov et al., 2008; Bogdanova, 1972; Decisions..., 1959; Fortuna, 2022; Fortuna et al., 2010; Geological Map..., 2008; Geology..., 1972a, 1972b; Simonov et al., 2008; Trifonov et al., 2008; Troitsky, 1967]. 1 – crystal-line folded-metamorphic basement; 2 – non-depositional periods and planation surface formation; 3 – stage of platform epeirogenesis; 4 – pre-orogenic stage of tectonic quiescence (Kokturpak Formation); 5–8 – early orogenic stage (molasse); dots and colors show different lithostratigraphic horizons of the Cenozoic deposits: 5 – lower member of the Kyrgyz complex, 6 – upper member of the Kyrgyz complex, 7 – lower member of the Tien Shan complex, 8 – upper member of the Tien Shan complex; 9 – coarse molasse; 10 – surface of the pre-Mesozoic peneplain (basement – cover boundary); 11 – stage boundaries; 12 – intraformational breaks and unconformities; 13–14 – correlation: 13 – of stages, 14 – of lithostratigraphic complexes; 15 – lithostratigraphic complexes (described in the article).

на основе биостратиграфических и изотопно-геохронологических данных [Aleshkinskaya et al., 1972; Bachmanov et al., 2008; Dmitrieva, Nesmeyanov, 1982; Fortuna, 2022; Fortuna et al., 2010; Geology..., 1972a, 1972b; Korzhenkov, Fortuna, 2002; Sikstel, 1960; Simonov et al., 2008; Trifonov et al., 2008; Troitsky, 1967; Turdukulov, 1987].

Мезозойские отложения, мощностью до 450–600 м, имеют незначительное распространение, залегая на эпипалеозойской коре выветривания или непосредственно на породах фундамента. Отложения представлены песчано-глинистыми породами, содержащими прослои и линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов, углей и углистых глин, фациально отвечающих болотно-озерным обстановкам. На основании остатков ископаемой флоры породы отнесены к верхнему триасу (норийский и рэтский ярусы) – ранней юре. В это время происходит заложение прогибов в пределах Исыккульской, Минкуш-Кёкёмеренской, Нарынской и других впадин. Судя по резким вариациям мощностей и фаций, юрские бассейны имели облик нешироких трогов с незначительными превышениями бортов относительно днища и, не имея площадного распространения, вероятно, заполняли отдельные озерно-болотные западины рельефа в зоне дифференциальных подвижек. Тянь-Шань в юрский период представлял собой территорию с пологоволнистым рельефом и системой внутренних впадин, контуры которых не совпадают с контурами более поздних прогибов.

Отложения средней – верхней юры, нижнего мела и большей части верхнего мела на данной территории не обнаружены – скорее всего, они отсутствовали изначально, но, возможно, были уничтожены предпозднемеловой денудацией. На породах палеозоя и юры залегают отложения кайнозоя (снизу вверх): коктурпакская свита, киргизский (красноцветный) комплекс, тяньшаньский (палевый) комплекс, шарпылдакская свита.

Коктурпакская свита (K_2-P_{1-2}). Свита представляет собой маломощный (до нескольких десятков метров) горизонт вишнево-красных и бурых глин, мусорных гравелитов, паттумов, мелкообломочных брекчий с известковыми конкрециями, брекчиевидных карбонатных пород. В основании свиты расположены темно-бурые гравелиты или конгломераты с неокатанными обломками нижележащих пород (гранитов, известняков и пр.). Отложения коктурпакской свиты залегают или на юрских породах, или непосредственно на поверхности палеозойского фундамента и представляют собой продукт переотложения апопалеозойской латеритной коры выветривания. Во многих впадинах в нижней части свиты присутствуют маломощные тела базальтов, датированные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в интервале 60–76 млн лет, а по результатам K-Ar анализа – 53 ± 1 –55 и 68.4 ± 2.3 млн лет [Bachmanov et al., 2008; Simonov et al., 2008]. Эти данные, наряду с данными палинологии [Geology..., 1972a, 1972b] и возрастом вышележащих слоев, позволяют датировать начало формирования осадочного чехла в интервале конец позднего мела – начало

палеоцена, а коктурпакскую свиту в целом относить к концу позднего мела – началу эоцена.

Киргизский комплекс (P_3-N_1). Отложения киргизского комплекса известны во всех впадинах. Они залегают с постепенным переходом или с небольшим размывом и несогласием на подстилающих породах коктурпакской свиты. Комплекс слагают красноцветные, бурые и палевые терригенные континентальные отложения: гравелиты, полимиктовые, ритмично пересливающиеся с песчанистыми глинами, конгломератобрекчии, паттумы, песчаники. В составе галек преобладает местный обломочный материал, который поступал с окрестных поднятий. Вверх по разрезу увеличивается содержание глинистого материала, но в паттумах верхних горизонтов отмечено высокое содержание обломков юрских и палеогеновых песчаников и сланцев. Мощность комплекса до 250 м. Аномальной является мощная (до 1.5 км) толща конгломератов Минкуш-Кёкёмеренской зоны, содержащая гальку и валуны нижнекаменноугольных известняков Среднего Тянь-Шаня [Sadybakasov, 1990; Bachmanov et al., 2008]. Позднеолигоценовый – среднемиоценовый возраст комплекса определен на основании стратиграфического положения, находок ископаемой фауны и данных спорово-пыльцевого анализа [Dmitrieva, Nesmeyanov, 1982; Geology..., 1972a, 1972b]. Киргизское время в регионе – это время зарождения современного структурного плана и дифференциации вертикальных движений, вызвавших формирование обширных межгорных котловин, ограниченных невысокими (первые сотни метров) поднятиями. В раннемиоценовых бассейнах накапливались эвапориты, что указывает на спокойный тектонический режим этого этапа. Всплеск интенсивных орогенических движений отмечен в конце олигоцена накоплением красноцветов молассового облика [Turdukulov, 1987].

Тяньшаньский (исыккульский) комплекс (N_1-N_2). Отложения этого комплекса согласно залегают на породах киргизского и присутствуют во всех впадинах. Комплекс представлен палево-серыми обломочными континентальными отложениями, среди которых присутствуют гравелиты и песчаники с песчано-карбонатным цементом, конгломераты, паттумы, брекчии с глинистым цементом, суглинки, глины и мергели. Мощность отложений колеблется от 200 м в краевых частях впадин до 2500 м в центральных. В породах комплекса собраны палеофлористические остатки, моллюски и остатки ископаемой фауны плиоценового возраста. На основании палеонтологических определений и согласного залегания на «киргизских» отложениях для тяньшаньского комплекса принят позднемиоценовый – плиоценовый возраст. По данным термoluminesцентного анализа верхние горизонты комплекса датированы интервалом 1.5–2.0 млн лет. Как и миоцен, плиоценовое время было тектонически спокойным. Продолжающаяся деформация поверхности палеозойского основания, хотя и достигла размаха в несколько километров, компенсировалась эрозией хребтов и

отложением осадков во впадинах, озерных котловинах или на предгорных равнинах. Рельеф в областях седиментации был слаборасчлененным, а площадь осадочных бассейнов по сравнению с киргизским временем увеличилась.

Шарпылдакская свита (Q^1). Отложения свиты представлены толщей конгломератобрекчий и глыбовых конгломератов, расслоенных пластами средне- и крупнозернистых песчаников и лессов. Мощность отложений составляет сотни метров, но в отдельных структурах (Чуйская впадина) достигает полутора километров. Состав галек и валунов в отложениях соответствует набору пород палеозоя и докембрия, представленных на прилегающих горных склонах. Вверх по разрезу обычно происходит увеличение размерности обломочного материала. В прибортовых частях впадин отложения свиты залегают с резким угловым несогласием на отложениях Тяньшаньского и киргизского комплексов; в центральных частях котловин отложения свиты обычно залегают согласно с нижележащими. Породы имеют пролювиально-аллювиальный, флювиогляциальный и селевый генезис. Обычны также слои лёссов и крупноглыбовых микститов ледникового происхождения. Возрастной интервал накопления шарпылдакской свиты 2.5–2.0 млн лет (ранний плейстоцен) [Dmitrieva, Nesmeyanov, 1982; Geology..., 1972b; Korzhenkov, Mikolaichuk, 2009; Trifonov et al., 2008].

Таким образом, особенности осадконакопления указывают на единый для всей территории Центрально-го Тянь-Шаня стиль геологического развития на про-

тяжении всего мезозоя и кайнозоя, а также позволяют выделить несколько этапов с разными тектоноседиментационными режимами (рис. 12).

Платформенный этап (триас – поздний мел). Становление эпигерцинской платформы, денудация, формирование региональной коры выветривания. В начале этапа (ранняя юра) – зарождение пологохолмистого рельефа и болотно-озерных впадин, являющихся отражением слабых эпейрогенических движений.

Предороженный (переходный) этап (конец позднего мела – начало эоцена). Пенепленизация территории, формирование региональной коры выветривания, накопление в западинах рельефа продуктов ее перемыва, малообъемные трещинные излияния базальтов.

Раннеорогенный этап (поздний эоцен – плиоцен). Оформление системы широких и плоских континентальных осадочных бассейнов и разделяющих бассейны поднятий; отсутствие значимых внутриформационных перерывов и структурных несогласий; весьма умеренный размах рельефа (сотни метров); отсутствие структурно-тектонической переработки пород и структуры впадин в целом. **Позднеорогенный этап (плейстоцен – квартер).** Значимое структурное несогласие в подошве шарпылдакской свиты. Резкая смена характера седиментации и интенсивности тектонических и геоморфологических процессов. Переход от перманентного формирования системы пологих изгибов выровненной поверхности палеозойского фундамента (что сопровождалось увеличением площади седиментации и глубины прогибов) к складчато-надвиговым деформациям в осадочном чехле впадин. Морфоструктурная

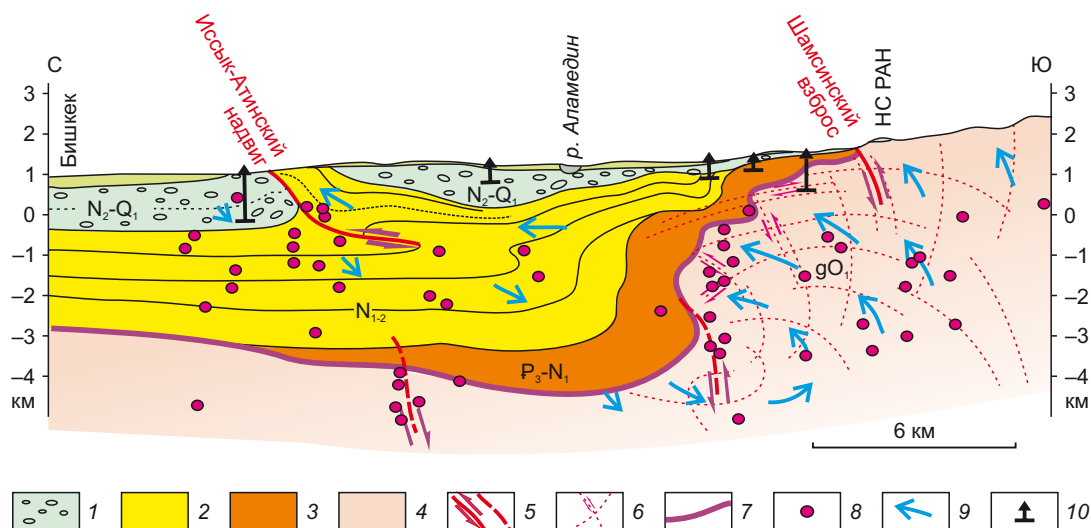


Рис. 13. Строение южного борта Чуйской впадины. Разрез вдоль долины р. Аламедин.

1–3 – комплексы осадочного чехла: 1 – шарпылдакский, 2 – Тяньшаньский, 3 – киргизский; 4 – палеозойский гранитоидный фундамент; 5 – разломы и их кинематика; 6 – трещины в гранитах и их кинематика; 7 – деформированная поверхность предпалеогенового пенеплена; 8 – гипоцентры землетрясений по [Recent Geodynamics..., 2005]; 9 – векторы перемещения породных масс; 10 – буровые скважины. НС – местоположение Научной станции РАН.

Fig. 13. Structure of the southern edge of the Chu Depression. Section along the Alamedin River valley.

1–3 – sedimentary cover complexes: 1 – Sharpyldak, 2 – Tian Shan, 3 – Kyrgyz; 4 – Paleozoic granitoid basement; 5 – faults and their kinematics; 6 – cracks in granites and their kinematics; 7 – deformed surface of the pre-Paleogene peneplain; 8 – earthquake hypocenters after [Recent Geodynamics..., 2005]; 9 – vectors of rock mass movement; 10 – boreholes. HC – location of Research station RAS.

перестройка сопровождается эрозионно-денудационными процессами, вовлечением впадин в поднятие и сокращением их ширины, возникновением сутур и активных разломов.

Тектоническая позиция, структура, геодинамика. Современная морфоструктура Центрального Тянь-Шаня может быть обозначена как совокупность бассейнов (впадин), выполненных отложениями юры и кайнозоя, и хребтов (поднятий), отвечающих выходам интенсивно дислоцированных докембрийских и па-

леозойских пород фундамента [Leonov et al., 2021; Morozov et al., 2014; Przhiyalgovskii et al., 2018; Rybin et al., 2016; Ufimtsev et al., 2009] (см. рис. 11). Большинство внутригорных впадин Тянь-Шаня сходны между собой (рис. 13, 14), но расположение и форма впадин имеют коррелятивную связь с составом и структурой пород фундамента. Так, например, Северный Тянь-Шань включает две провинции. В северной (см. рис. 11, сегмент I), где фундамент сложен преимущественно вулканогенно-осадочными сложно деформированными

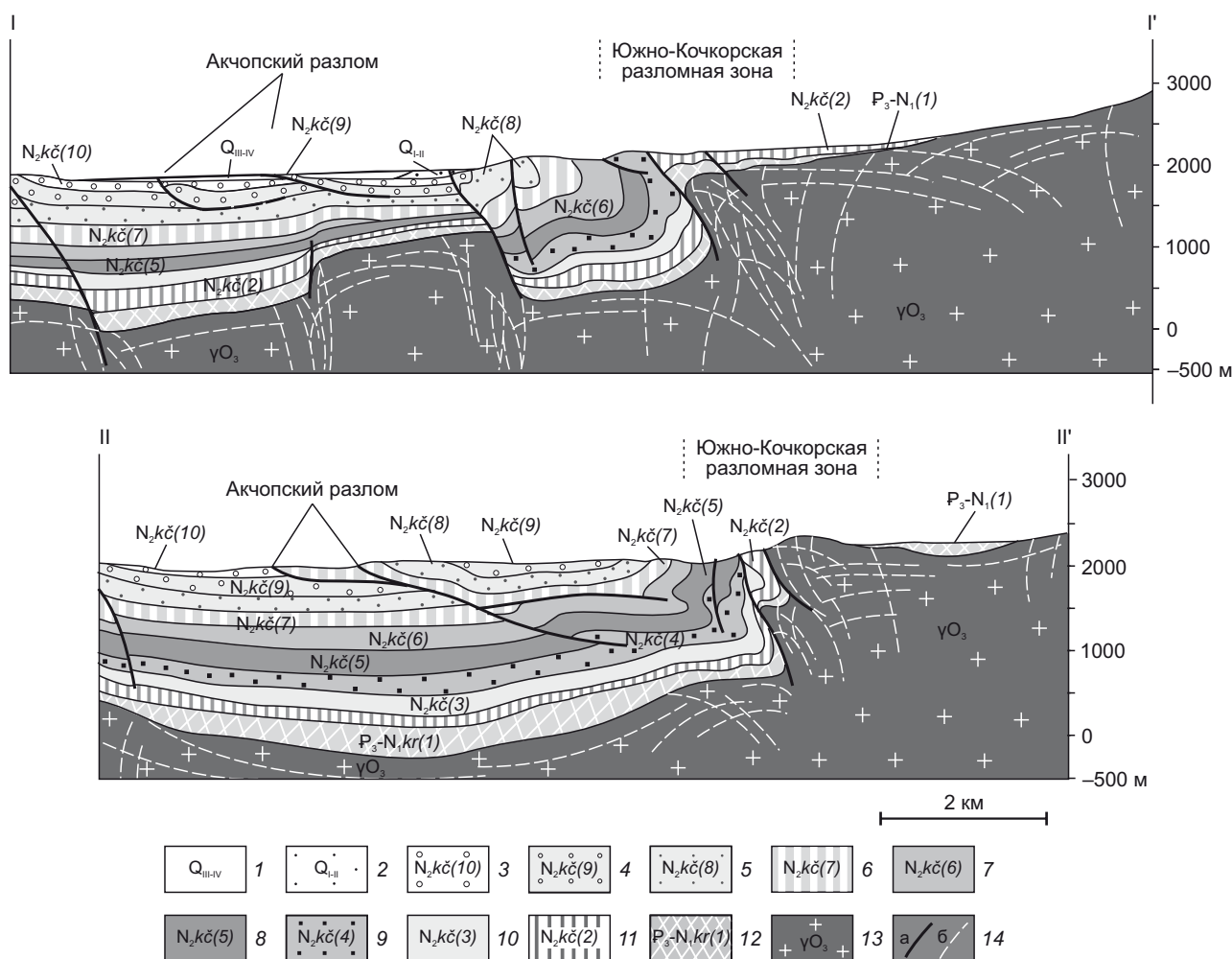


Рис. 14. Геологические разрезы через южный борт Кочкорской впадины (по [Przhiyalgovskii et al., 2018]).

1 – аллювиально-делювиальные отложения голоцена; 2 – делювиальные отложения плейстоцена; 3–11 – отложения кочкорской свиты (в скобках – номера пачек): 3 – валунно-галечная пачка (10), 4 – крупнослоистая песчано-галечная пачка (9), 5 – песчаная пачка (8), 6 – песчано-глинистая пачка (7), 7 – слоистая глинисто-песчаная пачка с редкими мергелями (6), 8 – известково-песчаная пачка (5), 9 – глинистая гипсоносная и соленосная пачка с мергелистыми прослоями в нижней части (4), 10 – светло-кирпичная песчано-дресвяная пачка (3), 11 – мергелисто-глинистая пачка (2); 12 – олигоцен-миоценовые отложения киргизской свиты (пачка 1); 13 – позднеордовикские крупнокристаллические граниты с подчиненным количеством рифейских гранодиоритов; 14 – тектонические нарушения: а – разломы, б – зоны трещиноватости в гранитах фундамента.

Fig. 14. Geological sections across the southern slope of the Kochkor depression (after [Przhiyalgovskii et al., 2018]).

1 – Holocene alluvial-deluvial deposits; 2 – Pleistocene deluvial deposits; 3–11 – Kochkor Formation deposits (the numbers in brackets are the members): 3 – boulder and pebble (10), 4 – coarse-laminated sand and pebble (9), 5 – sand (8), 6 – sand and clay (7), 7 – laminated clay and sand with rare marls (6), 8 – calcareous sandstone (5), 9 – gypsum-containing and saliferous clay member with marly interlayers in the lower part (4), 10 – light-brick sand and gruss (3), 11 – marl and clay (2); 12 – Oligocene-Miocene deposits of the Kirghiz formation (member 1); 13 – Late Ordovician coarse-crystalline granites with a subordinate amount of the Riphean granodiorites; 14 – tectonic faults: a – faults, б – fracturing zones in basement granites.

комплексами палеозоя при ограниченном распространении гранитов (20–30 %), орогенные впадины единичны, не велики по размеру и их расположение подчинено петельчато-блоковому стилю инфраструктуры. Южная провинция (см. рис. 11, сегмент II) пропитана интрузиями палеозойских гранитоидов (~60–80 % от общего объема горных пород) и имеет линзовидно-линейный стиль строения. Она буквально «нашпигована» линзовидными и ромбоздровидными орогенными впадинами весьма внушительных размеров (Иссык-Кульская, Кочкорская, Сусамырская, Джумгалская и др.), что указывает на связь строения фундамента (в данном случае – высокая степень насыщенности гранитами) с типом морфоструктурной расчлененности коры (дифференциация на области поднятий – хребтов и прогибаний – осадочных бассейнов).

Впадины асимметричны: северный борт пологий, южный – крутой. На склонах хребтов северного обрамления впадин сохранились останцы поверхности предпалеоценовой поверхности выравнивания [Chediya, Utkina, 1990], полого погружающейся в южном направлении под кайнозойские отложения, которые залегают на коре выветривания и на палеозойском фундаменте со стратиграфическим и угловым несогласием. Кровля фундамента южного борта впадин и прилегающие

пласты осадочного чехла образуют крутые флексуры, осложненные взбросами и надвигами, и весь комплекс отложений чехла в этих зонах смят в северовергентные складки (см. рис. 13; рис. 14). Характерным элементом многих впадин являются небольшие изолированные массивы гранитов в бортовых зонах, которые выступают на поверхность в виде протрузивных купольных поднятий, прорывающих и деформирующих вышележащий чехол (рис. 15) [Leonov et al., 2018]. Протрузии и сама складчато-волнистая форма поверхности эпигерцинского пенеплена свидетельствуют о тектонической подвижности катаклазированных гранитоидов в составе фундамента.

Морфоструктура Северного Тянь-Шаня в целом отвечает парагенезу правосдвиговой транспрессии при возможном разбросе надвиговой и сдвиговой компонент деформации по времени, что устанавливается при анализе структур в зонах концентрации деформаций [Leonov et al., 2016; Macaulay et al., 2014; Morozov et al., 2014; Przhiyalgovskii et al., 2020].

Помимо крупных впадин, на Северном Тянь-Шане имеются небольшие по площади прогибы (Минкуш-Кёкёмеренский, Сарыбулакский, Чон-Кеминский), которые выполнены мезозойско-кайнозойскими отложениями незначительной мощности и тектонически

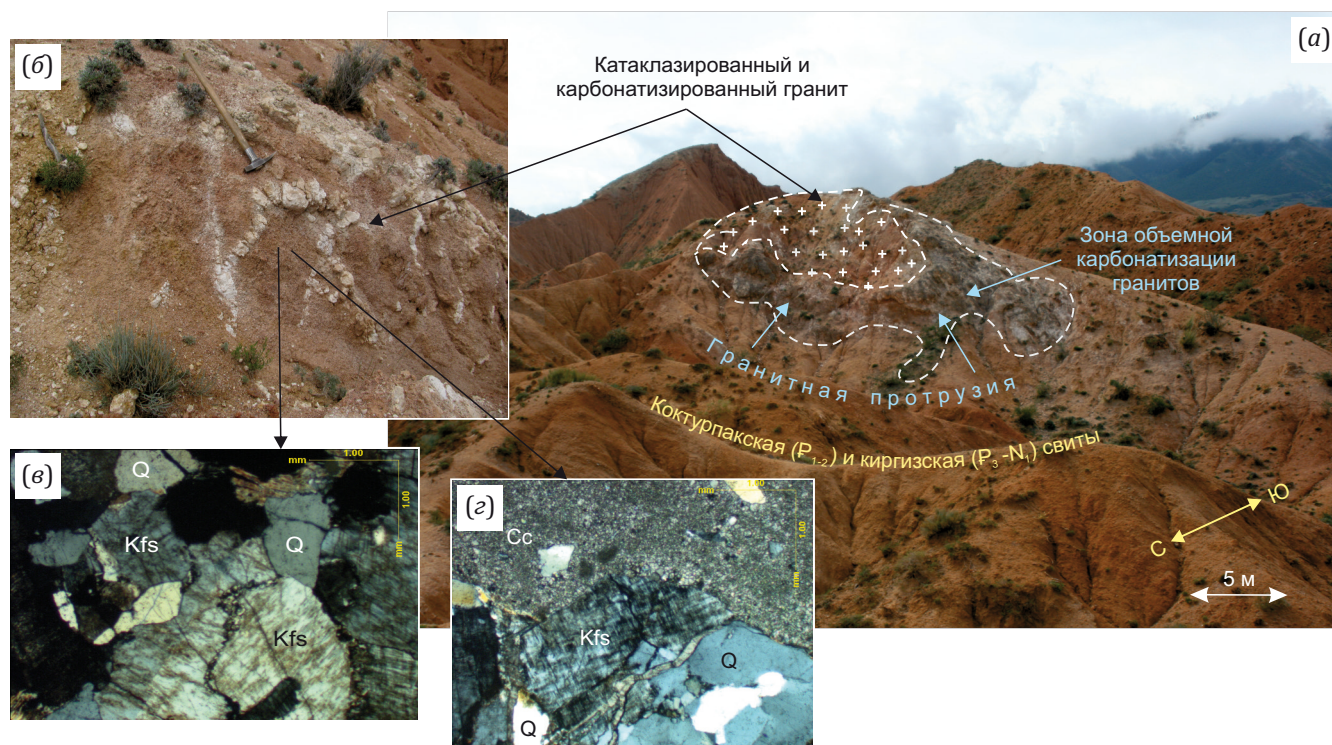


Рис. 15. Апикальная часть гранитной протрузии Кызыл-Булак, прорывающей отложения осадочного чехла Иссык-Кульской впадины (по [Leonov et al., 2020b]).

(a) – общий вид; (б-з) – гранитный катаклазит и объемная карбонатизация (апогранитная кора выветривания): (б) – в обнажении, (е) и (з) – в шлифах (микрофотографии Е.В. Лаврушиной; Kfs – калиевый полевошпат, Q – кварц, Cc – кальцит).

Fig. 15. The apical part of the Kyzyl-Bulak granite protrusion, which breaks through the sedimentary cover of the Issyk-Kul depression (after [Leonov et al., 2020b]).

(a) – panoramic view; (б-з) – granite cataclastite and bulk carbonation (apogranitic weathering crust): (б) – in an outcrop, (е), (з) – in sections (micrographs by E.V. Lavrushina). Kfs – potassium feldspar, Q – quartz, Cc – calcite).

зажаты между блоками палеозойского фундамента, в частности вдоль линии Николаева, которая отвечает границе Северного и Срединного Тянь-Шаня. Для Минкуш-Кёкёмеренской впадины установлены две стадии формирования структуры [Bachmanov et al., 2008]. Ранняя стадия представлена асимметричными складками S-рисунка с крутыми шарнирами, системой сближенных разрывных нарушений с левосдвиговой компонентой смещений, кливажом, плоскостными текстурами тектонизации пород, разворотом тальковых жил. Время деформаций точно не установлено, но можно полагать, что нижний предел ограничен возрастом субстрата (юра), а верхний – плиоцен-четвертичным временем проявления деформаций второй кинематической стадии.

Морфоструктурный парагенез «впадины – поднятия» характерен для Срединного Тянь-Шаня, однако структурный рисунок здесь иной и соответствует линзовидно-ячеистому типу (см. рис. 11, сегмент III). В этом сегменте широкие и протяженные впадины разделены полосовидными выходами пород палеозойского основания, сложенного в основном метавулканиками и мраморизованными известняками. Линзовидно-

ячеистая морфоструктура Центрального Тянь-Шаня свойственна и северной части Южного (см. рис. 11, сегмент IV), что, возможно, является результатом совмещения разнородных фрагментов коры, а именно частично аллохтонного залегания породных масс Южного Тянь-Шаня на структурах Срединного [Alekseev et al., 2014]. Для остальной территории Южного Тянь-Шаня характерна линейно-петельчатая морфоструктура и наличие малоразмерных впадин.

Главными морфоструктурными элементами Срединного Тянь-Шаня являются две крупные впадины – Нарынская и Атбашинская, изучение которых позволило установить временные рубежи и специфику деформационных обстановок на разных этапах развития территории [Morozov et al., 2014; Przhlyalovskii et al., 2022]. Впадины ориентированы субширотно (см. рис. 11), их ширина составляет 15–25 км, а протяженность до 100–150 км. В геологическом плане это асимметричные синклинали с пологим дном (рис. 16). Северный борт Нарынской и южный борт Атбашинской впадины осложнены разломами, по которым фиксируется незначительное надвижение пород палеозойского основания на отложения впадин. Впадины разделены

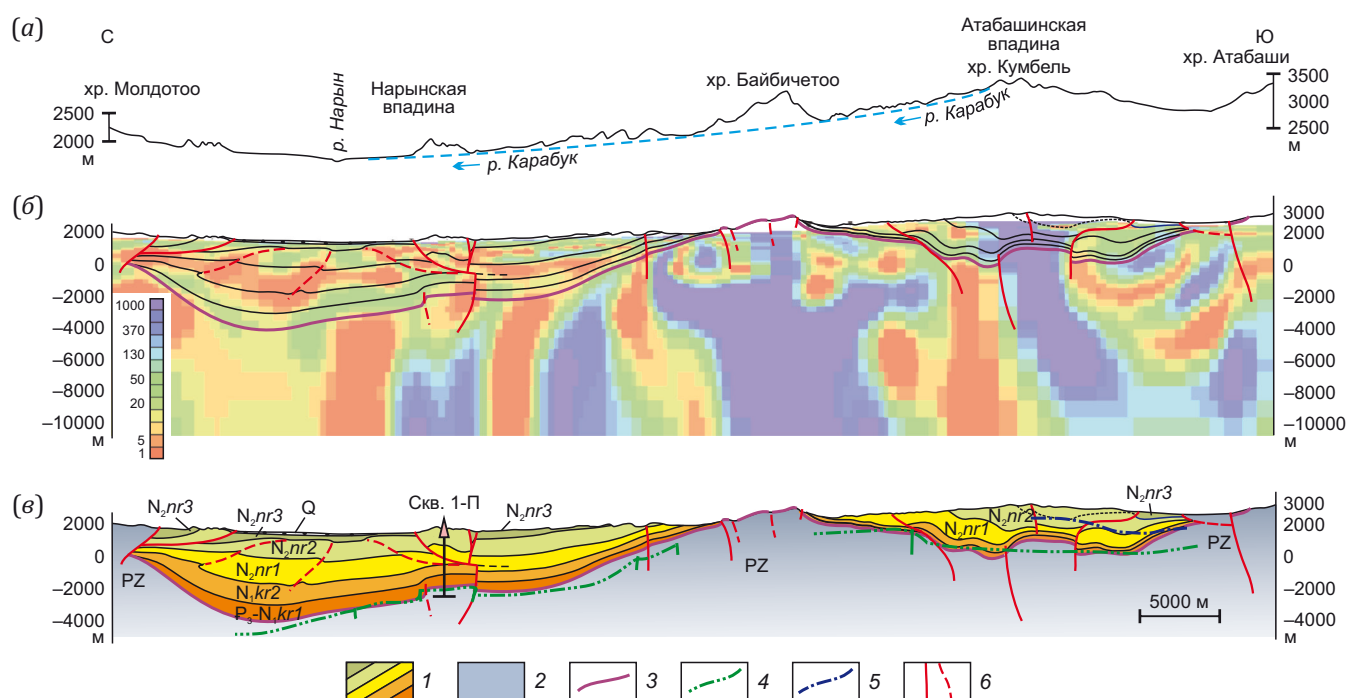


Рис. 16. Гипсометрический профиль (а), геоэлектрический профиль МТЗ верхней коры с наложенными геологическими границами (б) и геологический разрез системы Нарынская впадина – поднятие Байбичетоев – Атбашинская впадина (в) (по [Przhlyalovskii et al., 2022]).

1 – палеоген-неогеновые отложения (цветом выделены подсвиты нарынской (nr) и киргизской (kr) свит); 2 – палеозойский фундамент; 3 – поверхность предпалеогенового пенеплена; 4–5 – положение кровли фундамента по данным сейсмопрофилирования: 4 – по С.А. Чекиной [Yudakhin, 1983], 5 – по [Makarov, 1977]; 6 – разломы. На шкале в левой части профиля (б) указаны значения кажущихся электрических сопротивлений (Ом·м).

Fig. 16. Hypsometric profile (a), geoelectric MTS-profile of the upper crust with superimposed geological boundaries (b) and geological section of the Naryn depression – Baybichetoo uplift – Atbashi depression system (c) (after [Przhlyalovskii et al., 2022]).

1 – Paleogene-Neogene deposits (subformations of the Naryn (nr) and Kyrgyz (kr) formations are highlighted in color); 2 – Paleozoic basement; 3 – pre-Paleogene peneplain; 4–5 – basement top according to seismic profiling data: 4 – provided by S.A. Chekina [Yudakhin, 1983]; 5 – reported in [Makarov, 1977]; 6 – faults. The scale on the left side of profile (b) shows apparent electrical resistance (Ohm·m).

выступом фундамента, образующим узкий и протяженный хребет, состоящий из отдельных кулис, в том числе хр. Байбичетоо, сложенных палеозойскими породами основания.

Разрезы кайнозойских отложений во впадинах обладают значительным сходством (см. [рис. 12](#)). В основании чехольного комплекса на маломощной коре выветривания или непосредственно на палеозойских породах фундамента (главным образом мраморизованных известняках нижнего карбона) залегают песчано-глинисто-карбонатные отложения коктурпакской свиты (палеоцен – эоцен) и красноцветные терригенные отложения киргизской свиты (олигоцен – миоцен), состав и мощность которых в обеих впадинах практически одинаковы [[Chediya, 1973](#); [Sadybakasov, 1990](#); [Przhiyalgovskii et al., 2022](#)]. Разрез надстраивается континентальными отложениями Тяньшаньского комплекса (плиоцен), известного здесь как Нарынская свита. Мощность свиты в центре впадин достигает 3–4 км [[Yudakhin, 1983](#)], уменьшаясь до 1.0–1.5 км при приближении к поднятию, разделяющему впадины. Строение и состав чехольных отложений свидетельствуют о том, что в олигоцене, миоцене и в начале плиоцена на месте Нарынской и Атбашинской впадин и разделяющего их поднятия Байбичетоо существовал единый седиментационный бассейн, а отсутствие структурных несогласий и состав отложений указывают на спокойный тектонический режим и компенсированный характер седиментации вплоть до начала квартала, когда происходит деформация всего комплекса кайнозойских отложений и формирование расчлененного высокогорного рельефа [[Buslov et al., 2008](#); [Bullen et al., 2003](#)].

Особенностью деформационных структур, развитых в пределах впадин, является их пространственная локализация, когда среди обширных пространств (десятки квадратных километров) практически недеформированных отложений расположены узкие (сотни метров) и протяженные (многие километры) дискретные зоны интенсивного смятия, осложненные системами разрывных нарушений [[Morozov et al., 2014](#); [Przhiyalgovskii et al., 2022](#)] ([рис. 16, 17](#)). Эти нарушения образуют две разновозрастные кинематические группы. Нарушения ранней группы – левосдвиговые крутопадающие разрывы субширотной ориентировки. К этой группе относятся разломы, разделяющие палеозойский выступ хр. Байбичетоо на линзовидные фрагменты и выстраивающие их в левосторонний кулисно-эшелонированный ряд (см. [рис. 12](#); [рис. 18, 19](#)). Левосдвиговые смещения фиксируются также в породах фундамента зонами хрупких дислокаций, ориентированными текстами тектонитов, зеркалами скольжения.

Нарушения второй группы представляют собой протяженные и узкие (обычно сотни метров в ширину) зоны локализованных разрывно-складчатых деформаций, разделяющие обширные площади ненарушенного горизонтального залегания пород, но, в отличие от первых, имеют устойчивую северо-восточную ориентировку. Это системы дивергентно-вверных или

конвергентных надвиговых и дуплексных разрывных структур, осложненных приразломными складками и подворотами слоев. Помимо взбросо-надвиговых перемещений (с амплитудой в десятки и первые сотни метров) многим разрывам этой группы свойственна правосдвиговая компонента перемещений, которая находит подтверждение в многочисленных структурно-кинематических индикаторах. Такими, в частности, являются: кулисно-эшелонированная группировка гипсовых прожилков (трещины отрыва и некоторые сколы); системы хрупких локальных нарушений вдоль главных разломов с правосдвиговой кинематикой; правосторонние смещения галек в конгломератах и правосдвиговые смещения по зеркалам скольжения; аналогичные индикаторы левосдвиговых смещений вдоль разломов северо-западного простирания (анти-тетические сколы Риделя, сопряженные с магистральными субширотными сдвигами). Разворот линейных зон складчато-разрывных деформаций относительно простирания надвигов против часовой стрелки, а также приуроченность складок и флексурных перегибов к местам изменения простирания надвигов свидетельствуют о парагенетическом сочетании обстановок сжатия и правого сдвига. Данный вывод находит подтверждение в результатах тектонофизических экспериментов (см. [рис. 17](#)). Время деформаций в обстановке правосторонней транспрессии достаточно определенно устанавливается как четвертичное [[Morozov et al., 2014](#)].

Левосторонняя транстенсия в области субширотного-ориентированного тектонического течения в конце плиоцена сменилась на правостороннюю транспрессию при северо-западном положении оси максимального сжатия. На начальном этапе формирования впадин происходило по механизму «пулл-апарт» при хрупкопластичной деформации палеозойского основания. В процессе последующей транспрессии при изменившемся направлении сдвигового смещения увеличилась контрастность рельефа, возникла перемика из цепочки хребтов, разделяющая бассейны седиментации, в кайнозойском чехле сформировались складчато-надвиговые структурные ансамбли.

Изучение разновозрастных структурных парагенезов позволило установить два деформационных этапа на всей территории Центрального Тянь-Шаня [[Morozov et al., 2014](#); [Przhiyalgovskii et al., 2022](#)]. На начальном этапе (миоцен – плиоцен) формирование впадин происходило по механизму «пулл-апарт» при субпластичной деформации палеозойского основания в условиях транстенсии, преимущественно левосторонней. Для ранних этапов сдвиговые смещения зафиксированы вдоль субширотных разломных зон [[Bachmanov et al., 2008](#); [Morozov et al., 2014](#); [Przhiyalgovskii et al., 2020](#)]. В это время возникла и постепенно усложнялась линзовидно-ячеистая структура хребтов-поднятий и впадин при поперечном и продольном горизонтальном расширении бассейнов. В конце плиоцена обстановка левосторонней транстенсии сменилась обстановкой

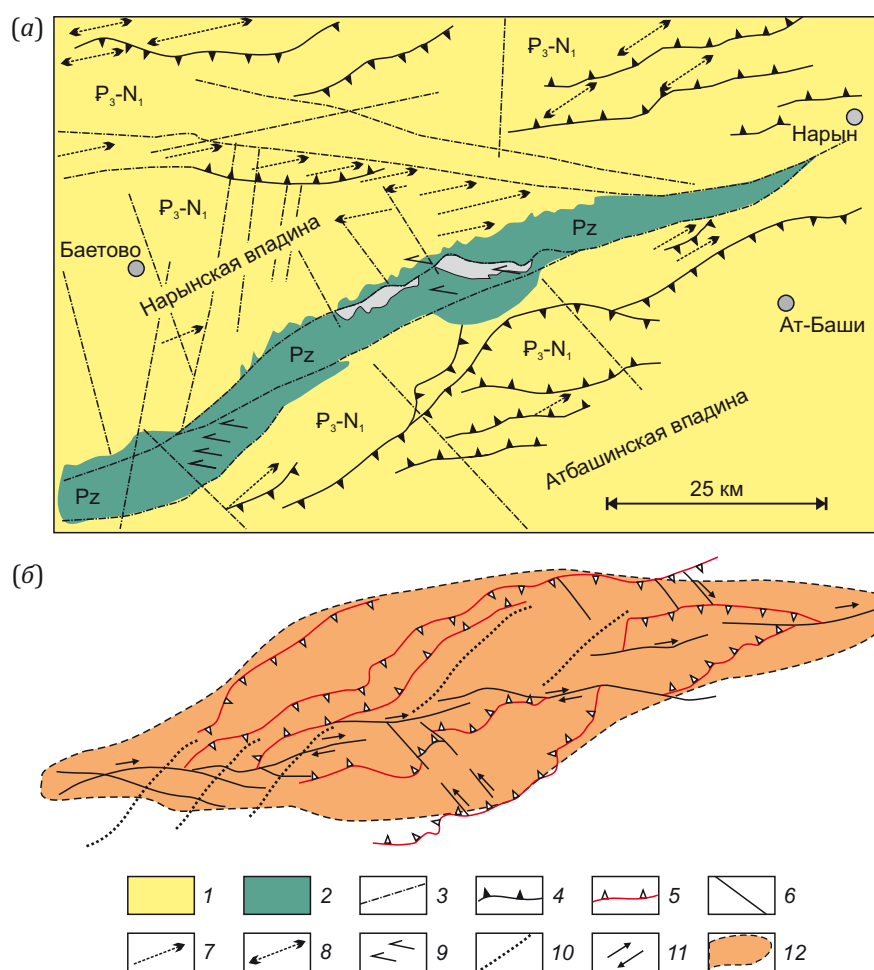


Рис. 17. Структурные парагенезы в кайнозойской толще Нарынской и Атбашинской впадин (а) и в экспериментальной модели (б) (по [Morozov et al., 2014]).

1–4 – для структурно-геологической схемы (а): 1 – чехольные кайнозойские отложения Нарынской и Атбашинской впадин, 2 – выходы пород палеозойского фундамента, 3 – секущие разломы, 4 – надвиги; 5–12 – в экспериментальной модели (б): 5 – надвиги с правосторонней компонентой, 6 – сколы Риделя, 7–8 – зоны локализованных приразломных складок: 7 – продольно-асимметричные складки, направление (стрелки) погружения шарниров, 8 – продольно-симметричные складки, 9 – оси складок в породах палеозойского фундамента, 10 – оси валообразных складок, 11 – направления сдвига, 12 – очертание морфологически выраженного свода, возникшего на месте впадины в конце этапа правосторонней транспрессии.

Fig. 17. Structural parageneses in the Cenozoic strata of the Naryn and Atbashi depressions (a) and in the physical experimental model (b) (based on [Morozov et al., 2014]).

1–4 – for the structural and geological scheme (a): 1 – Cenozoic cover deposits of the Naryn and Atbashi depressions, 2 – outcrops of Paleozoic basement rocks, 3 – cross-cutting faults, 4 – thrusts; 5–12 – in the experimental model (b): 5 – thrusts with a right-lateral strike-slip component, 6 – Riedel shears, 7–8 – zones of localized fault-related folds: 7 – longitudinally asymmetric folds, dip direction of hinges (arrows), 8 – longitudinally symmetric folds, 9 – fold axes in the Paleozoic basement rocks, 10 – axes of ridge-like folds, 11 – slip directions, 12 – distinctive morphological appearance of the arch that emerged on the site of a former depression at the end of the right-lateral transpression stage.

транспрессии, часто с противоположными смещениями по широтным сдвиговым зонам. Необходимо отметить, что причина такого изменения геодинамического режима в настоящее время не ясна, и решение этой проблемы требует дополнительных натурных и экспериментальных исследований. На транспрессивном этапе происходило меридиональное сокращение ширины возникших ранее прогибов, увеличилась контрастность рельефа, возникли цепочки продольных поднятий типа хребта Байбичетоо, разделяющих бассейны седиментации, были сформированы складчато-

надвиговые структурные ансамбли в отложениях кайнозойского чехла.

В раннем плейстоцене сокращение ширины впадин продолжалось, увеличивалась контрастность и высота рельефа. По некоторым оценкам, основанным на расчетах изостатической компенсации масс при увеличении мощности коры, вклад меридионального сокращения в формирование высокогорного рельефа не превышал 18 % [Trifonov et al., 2008]. Фиксируемая структурными методами компонента сдвигового смещения невелика и зависит от простираения региональных

субширотных сдвигов [Przhiyalgovskii et al., 2020], поэтому нет достаточных оснований говорить о едином для всех впадин направлении сдвига.

Строение и деформации горных пород фундамента в процессе альпийского тектогенеза изучены в поднятиях, разделяющих впадины. В южной полосе Северного Тянь-Шаня фундамент на 70–80 % сложен гранитами, которые слагают горные хребты, а также образуют небольшие изолированные выходы во внутренних частях впадин, образуя купола и протрузии [Leonov,

2013; Leonov, Przhiyalgovskii, 2021; Leonov et al., 2018, 2021; Morozov et al., 2014].

Гранитные массивы и мраморизованные известняки в той или иной степени испытали механическую дезинтеграцию на мега-, макро- и мезоуровнях, а также перекристаллизацию на микроуровне – по отдельным тектоническим зонам (см. рис. 15, 18, 19; рис. 20). Основными деформационными элементами их инфраструктуры являются разломы, трещины, брекчии, катаклазиты, рекристаллизованные зерна кварца и полевых

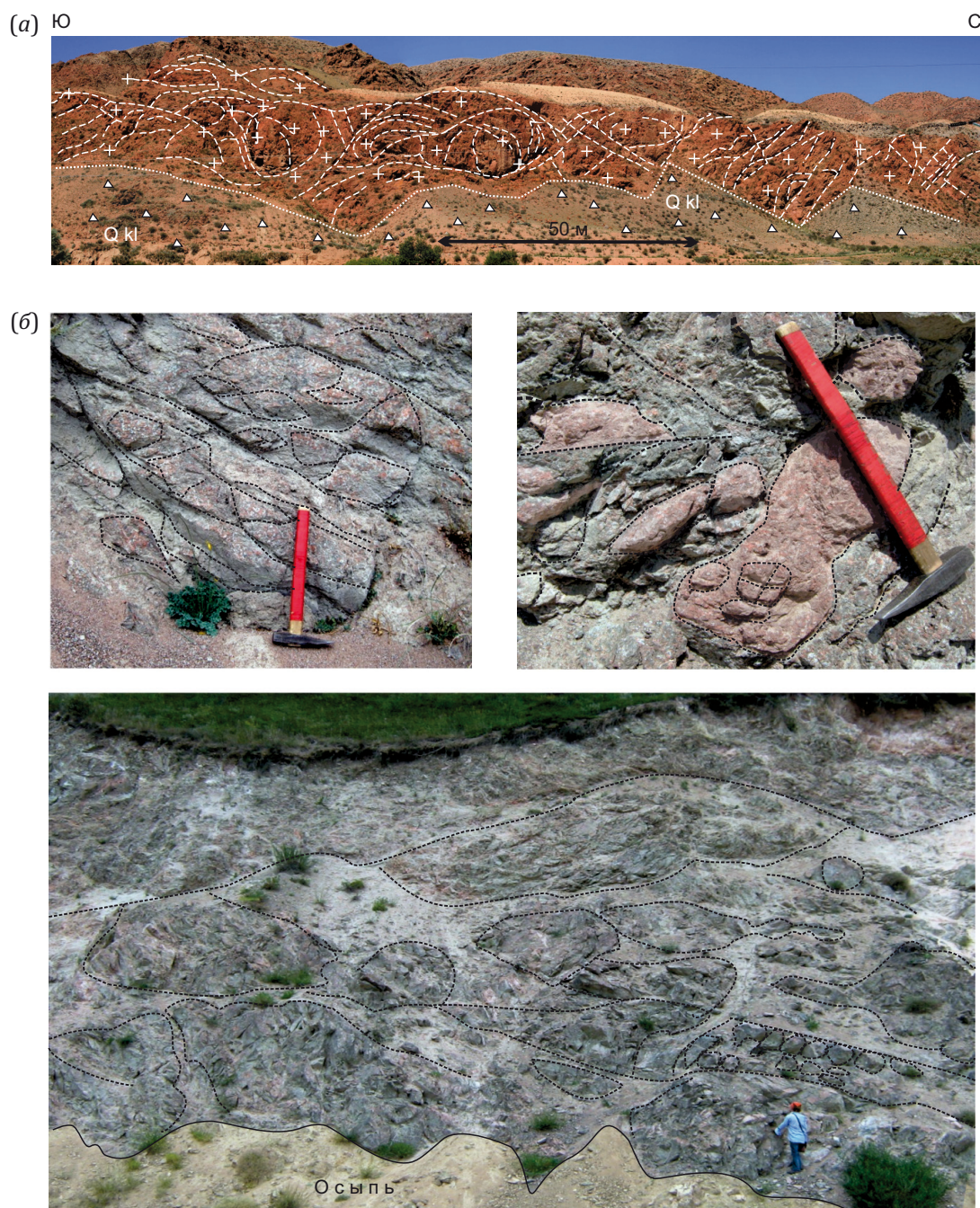


Рис. 18. Инфраструктура и структурно-тектоническая делимость гранитов на макро- и мезоуровнях. (а) – граниты южного обрамления Кочкорской впадины; (б) – граниты южного обрамления Чуйской впадины.

Fig. 18. Infrastructure and structural-tectonic divisibility of granites at macro- and mesolevels. (a) – granite landscape along the southern side of the Kochkor depression; (b) – granite landscape along the southern side of the Chu depression.

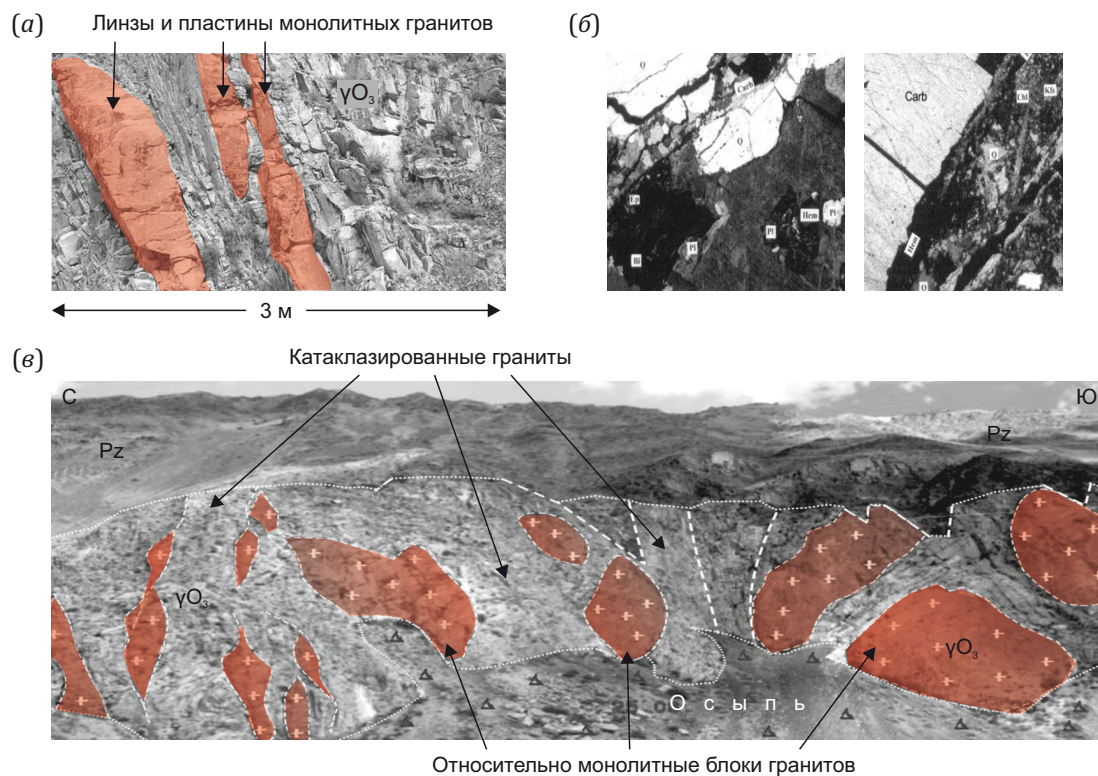


Рис. 19. Инфраструктура гранитов Сусамырского купола, разделяющего Сусамырскую и Джумгольскую впадины.

(a) – слайс-структуры; (б) – новообразованные низкотемпературные минеральные фазы, видимые в шлифах (Q – кварц, Carb – карбонат); (в) – инфраструктура гранитов апикальной части Сусамырского купола.

Fig. 19. Infrastructure of granites of the Susamyr dome, separating the Susamyr and Dzhumgol depressions.

(a) – slice structures; (б) – newly formed low temperature-pressure mineral phases in thin sections (Q – quartz, Carb – carbonate); (в) – infrastructure of granites of the apical part of the Susamyr dome.

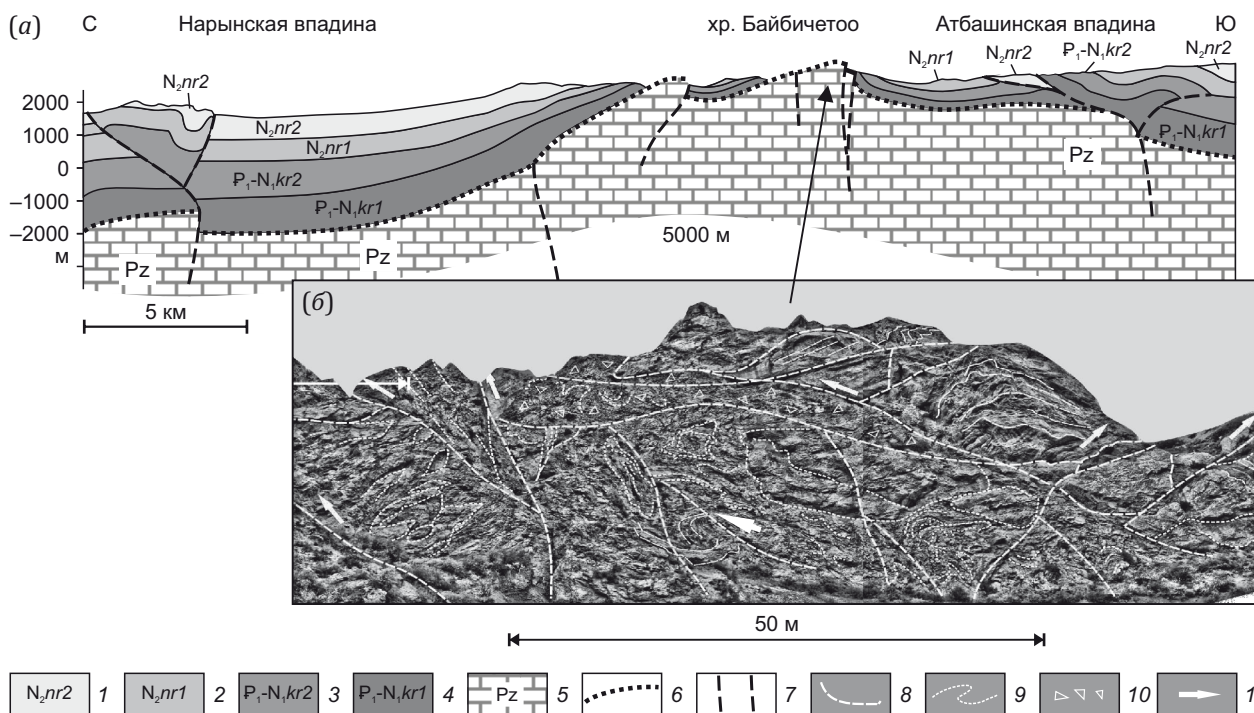


Рис. 20. Геологический разрез хр. Байбичетоо, разделяющего Нарынскую и Атбашинскую впадины (a) и инфраструктура палеозойских мраморизованных известняков в обнажении (б).

1–4 – кайнозойские отложения осадочного чехла: 1 – верхняя подсвита нарынской свиты (N_2nr2), 2 – нижняя подсвита нарынской свиты (N_2nr1), 3 – верхняя подсвита киргизской свиты (N_1kr2), 4 – нижняя подсвита киргизской свиты (P_3-N_1kr1);

5 – палеозойский фундамент, преимущественно мраморизованные известняки (C_{1-2}); 6 – пенепленизированная поверхность фундамента; 7 – разломы; 8 – границы тектонически обособленных объемов в катаклазированных известняках; 9 – фрагменты слоистости; 10 – тектонические брекчии; 11 – направления тектонических смещений.

Fig. 20. Geological section of the Baybichetoo ridge separating the Naryn and Atbashi depressions (a) and infrastructure of the Paleozoic marbelized limestone (C_{1-2}) exposure (b).

1–4 – Cenozoic sedimentary cover deposits: 1 – upper subformation of the Naryn formation (N_2nr2), 2 – lower subformation of the Naryn formation (N_2nr1), 3 – upper subformation of the Kyrgyz formation (N_1kr2), 4 – lower subformation of the Kyrgyz formation (P_3-N_1kr1); 5 – Paleozoic basement, predominantly marbelized limestones (C_{1-2}); 6 – peneplenized basement surface; 7 – faults; 8 – boundaries of tectonically isolated cataclastic limestone sections; 9 – stratification fragments; 10 – tectonic breccias; 11 – directions of tectonic displacements.

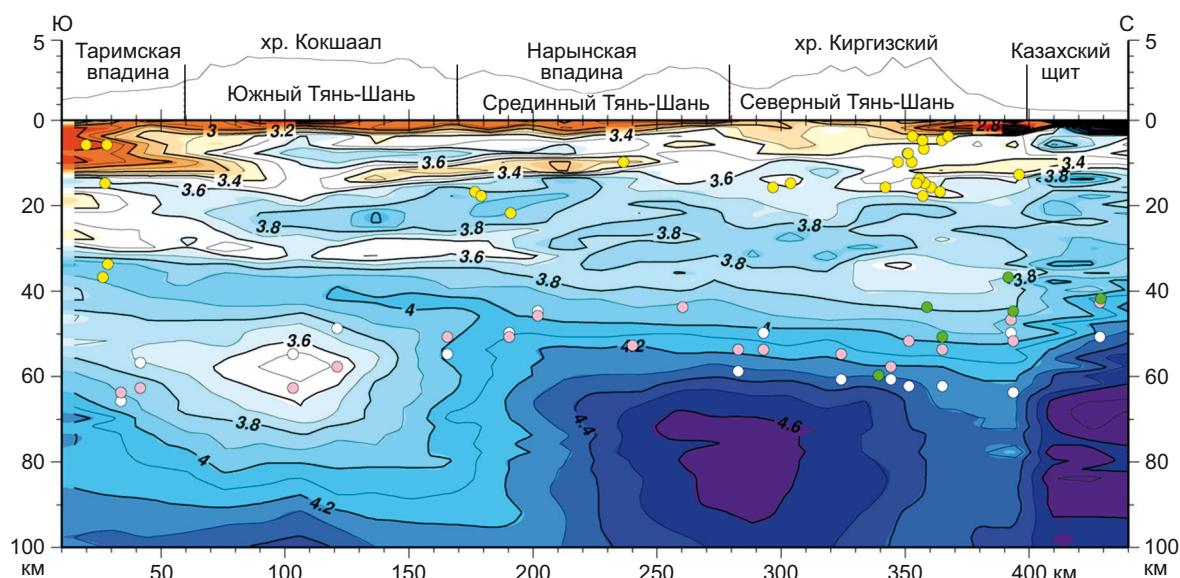


Рис. 21. Сейсмоскоростной разрез коры и верхней части литосферы Тянь-Шаня по профилю MANAS (схематизировано по [Gilligan et al., 2014]).

Fig. 21. Seismic velocity section of the crust and upper lithosphere of the Tien Shan along the MANAS profile (schematized after [Gilligan et al., 2014]).

шпатов, двойниковые структуры в зернах кальцита. Наблюдается деформационный ряд от гигантской линзовидно-блоковой структуры (мегакатаклазит по [Ufimtsev et al., 2009]) и более мелких форм блочной дезинтеграции без существенных изменений первичного состава и облика пород до полной их переработки и превращения пород в мезо- и микрокатаклазит, где пластические деформации протекают благодаря динамической перекристаллизации [Leonov et al., 2018; Hanmer, Passchier, 1991]. При этом массивы пород деформируются как единое квазиконсолидированное тело, но в то же время происходит деформирование его фрагментов (кусков, блоков) и их дифференциальное перемещение и вращение, на что указывает различная ориентировка систем трещин и полей напряжений в разных блоках и доменах [Kocharyan, 2016; Leonov et al., 2018; Sim et al., 2012]. Таким образом, формируется блочно-гранулярная инфраструктура пород, обеспечивающая реидную деформацию фундамента. Набор тектонических форм Центрального Тянь-Шаня и их пространственное размещение отвечают структурно-кинематическому парагенезу катакластического сдвигового течения [Morozov et al., 2014; Miller, 1982;

Nicolas, 1992; Talitsky, 1994; Hanmer, Passchier, 1991; Ramsay, 1980].

На альпийском этапе тектогенеза реидная деформация пород палеозойского фундамента Центрального Тянь-Шаня проявляется в пространственном перераспределении горных масс: происходит отток масс из областей, фиксируемых прогибанием и накоплением осадков, и нагнетание в области, которые представлены положительными формами рельефа как земной поверхности, так и поверхности пенепленизированной кровли фундамента. Радиус изгибов поверхности фундамента в ряде структур очень мал: в поднятии Байбичетoo он составляет всего 200–300 м [Przhiyalgovskii et al., 2022], в купольно-протрузивных массивах в окружении оз. Иссык-Куль – до 150 м (см. рис. 15).

Строение земной коры Центрального Тянь-Шаня характеризуется субгоризонтальной расслоенностью, обусловленной наличием линз и слоев с различными геофизическими характеристиками [Recent Geodynamics..., 2005; Trifonov et al., 2021] (рис. 21, 22). Установлены горизонты высокой электропроводности, которые одновременно являются зонами пониженных скоростей сейсмических волн (волноводами) [Bataleva

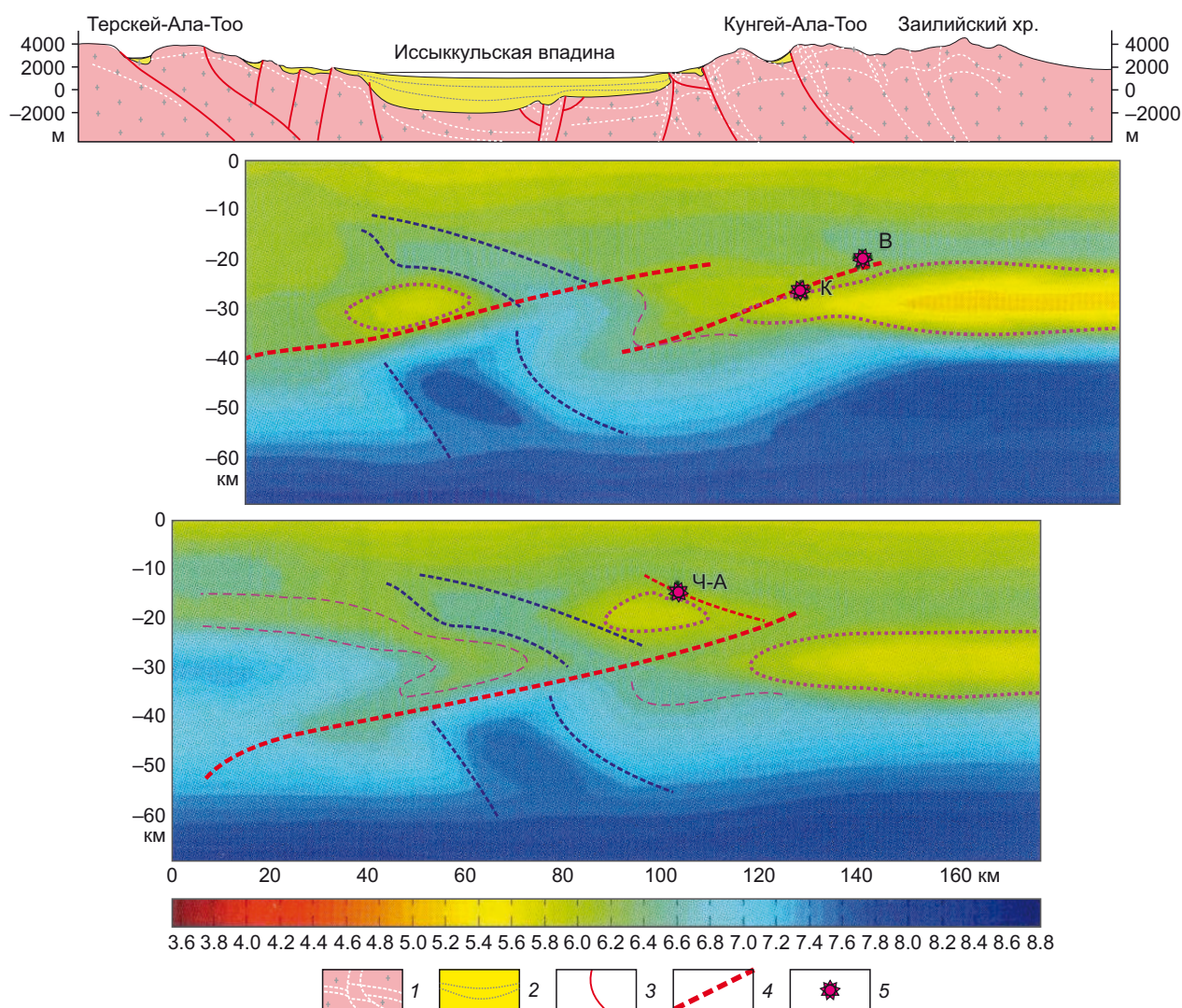


Рис. 22. Принципиальный геологический профиль (а) и Р-скоростные меридиональные разрезы коры Северного Тянь-Шаня в районе Иссык-Кульской впадины (по [Recent Geodynamics..., 2005], с дополнениями): по меридианам 76.8 (б) и 77.4 (в). Пунктирными линиями оконтурены высокоскоростные (синий цвет) и низкоскоростные (желтый цвет) объемы. 1 – палеозойский, преимущественно гранитный фундамент; 2 – кайнозойский чехол впадин; 3 – разломы в верхнекоровом слое; 4 – зоны пологих вязких разломов в нижней коре; 5 – гипоцентры крупнейших землетрясений: К – Кемин (1911), В – Верный (1887), Ч-А – Чолпон-Ата (1982, 2024).

Fig. 22. Schematic geological profile (a) and meridional P-velocity sections of the North Tien Shan crust in the Issyk-Kul depression area (supplemented after [Recent Geodynamics..., 2005]): along meridians 76.8 (b) and 77.4 (c). Dotted lines show high-velocity (blue) and low-velocity (yellow) volumes. 1 – Paleozoic, predominantly granite basement; 2 – Cenozoic cover of the depressions; 3 – upper crustal faults; 4 – low-angle viscous fault zones in the lower crust; 5 – hypocenters of the largest earthquakes: K – Kemin (1911), B – Verny (1887), Ch-A – Cholpon-Ata (1982, 2024).

et al., 2006; Batalev et al., 2011, 2013; Rybin et al., 2016, 2021]. Волноводы распространены главным образом на глубине около 15 и 25–40 км, а на юго-западе и юго-востоке Центрального Тянь-Шаня – на глубине 30–40 км [Rybin et al., 2021].

По данным сейсмопрофилирования [Bakirov, 2006; Yudakhin, 1983], мощность земной коры под межгорными и предгорными впадинами уменьшена по сравнению с соседними горными массивами. Наименьшая мощность (~35–40 км) характерна для Чуйской и Нарынской впадин, максимальная (70–75 км) свойственна горным сооружениям Южного Тянь-Шаня. В пределах

коры некоторых внутригорных прогибов зафиксировано зеркальное отражение поверхностной морфоструктуры по отношению к верхнекоровым разделам, что является признаком изостатически компенсированного перетока горных масс внутри отдельных слоев коры на этапе формирования новейшей морфоструктуры [Makarov et al., 2011; Gilligan et al., 2014; Rybin et al., 2021].

Этот вывод находит подтверждение в данных [Batalev et al., 2011; Recent Geodynamics..., 2005] по глубинному строению территории Иссык-Кульской впадины и ее обрамления. Здесь фундамент представлен

гранитами или гранитогнейсами (палеомикроконтинент). Подошва этой сиалической массы определяется залегающим субгоризонтально коровым проводником [Batalev et al., 2011]. На той же глубине (20–40 км) расположены слои или линзы с низкоскоростными характеристиками [Recent Geodynamics..., 2005]. Сложная, явно пликативная форма разнородных доменов и их взаимоотношения свидетельствуют о подвижном поведении горных масс в процессе тектонического течения (рис. 22). При этом на границах объемов с различными скоростными характеристиками вероятны субслойные смещения по вязким разломам, приводящие к дополнительной дисгармонии тектонического течения вещества коры. К этим крупным внутрикоровым зонам смещений приурочены гипоцентры наиболее значимых землетрясений в обрамлении Иссык-кульской впадины.

Следует подчеркнуть, что среди геофизических методов магнитотеллурическое зондирование в наибольшей степени отражает новейшие структуры и процессы. Под многими впадинами Среднего Тянь-Шаня в сейсмоактивном слое до глубины 5–18 км установлено наличие крутых и петельчатых электропроводящих разделов, вероятно отражающих латеральную струк-

турированность верхней коры [Bataleva et al., 2006; Rybin et al., 2016, 2021; Przhiyalgovskii et al., 2022]. Магнитотеллурическое зондирование выявило также резкую структурную дисгармонию в строении фундамента и чехла: субгоризонтальное расположение аномалий в чехольном комплексе и субвертикальное – в фундаменте. Положение поверхности дисгармонии позволяет уточнить глубину залегания и морфологию подошвы кайнозойского осадочного чехла, которая имеет пологоволнистую форму и лишь изредка нарушена малоамплитудными разломами.

Для понимания геодинамики формирования внутригорных впадин большое значение имеет характер деформации и кинематика движения горных масс. Отдельные аспекты этой проблемы уже рассмотрены выше, но более подробно освещены в работах [Korzhnikov, Mykolaichuk, 2009; Leonov, 1990, 1996, 2013; Leonov et al., 2018, 2021; Morozov et al., 2014; Mikolaichuk et al., 2003; Przhiyalgovskii, Lavrushina, 2017; Rybin et al., 2016; Ufimtsev et al., 2009; и др.]. Дублировать эти данные вряд ли необходимо, здесь же отметим, что линзовидно-ячеистая форма впадин и разделяющих впадины хребтов, характер инфраструктуры, кинематика разломов и инфраструктура породных комплексов фундамента – все

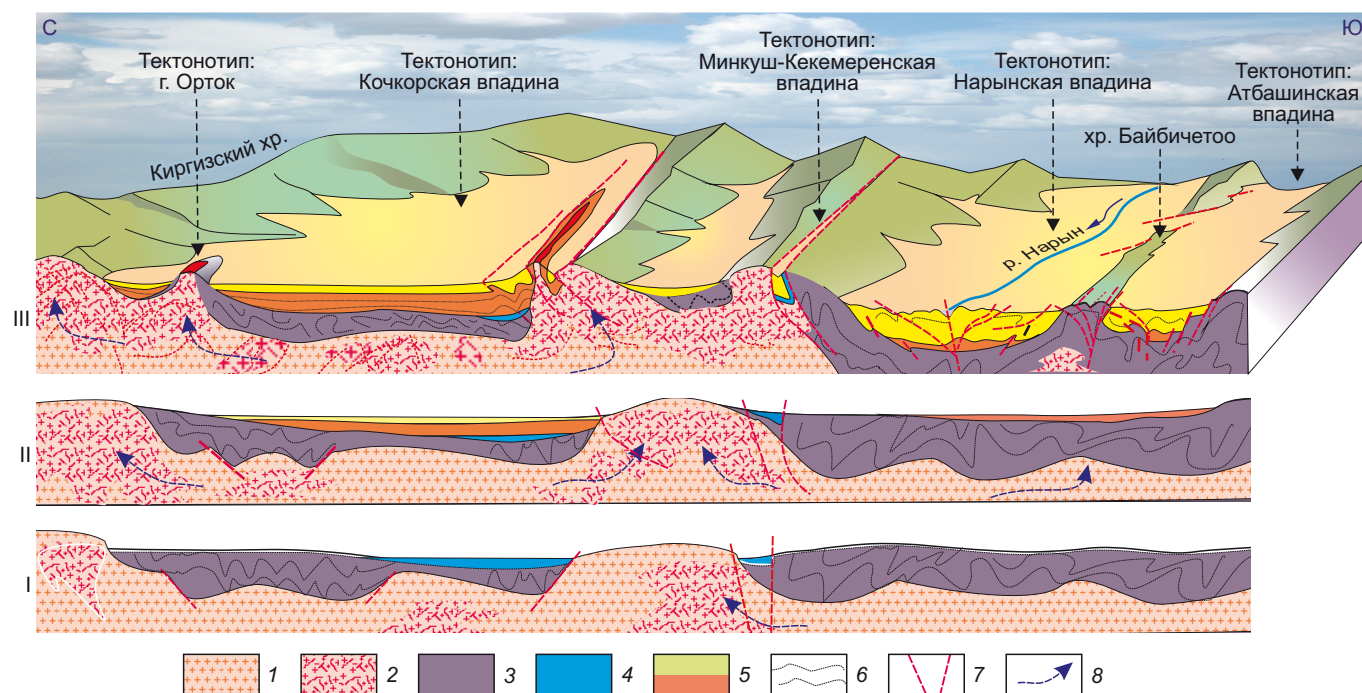


Рис. 23. Блок-диаграмма и принципиальная схема формирования морфоструктуры Северного и Среднего Тянь-Шаня на альпийском этапе за счет латерального перераспределения горных масс фундамента.

1–3 – фундамент: 1 – граниты, 2 – граниты интенсивно раздробленные (макро-, мезо- и микрокатаклазит), 3 – протерозойские и палеозойские складчато-метаморфические комплексы; 4–5 – отложения впадин: 4 – юрские, 5 – палеоген-неогеновые; 6 – условные структурные линии; 7 – разломы; 8 – предполагаемые направления вязкого течения горных масс. Профили: I – к концу юры, II – в миоцене, III – в настоящее время.

Fig. 23. Block diagram and schematic diagram of the formation of the Alpine morphostructure of the North and Middle Tien Shan due to lateral redistribution of basement rock masses.

1–3 – basement: 1 – granites, 2 – intensely crushed granites (macro-, meso- and microcataclasite), 3 – Proterozoic and Paleozoic folded-metamorphic complexes; 4–5 – basin deposits: 4 – Jurassic, 5 – Paleogene-Neogene; 6 – conventional structural lines; 7 – faults; 8 – inferred viscous rock-flow directions. Profiles: I – by the end of the Jurassic, II – in the Miocene, III – at present.

это соответствует варианту развития структуры как области сдвигового тектонического течения с изменяющейся во времени кинематикой движений.

Представленные геологические и структурные данные свидетельствуют о том, что обширная, широтно-ориентированная зона рассредоточенного сдвигового течения охватывала всю территорию Центрального Тянь-Шаня в течение мезозоя и кайнозоя. Внутри этой области возникла и закономерно эволюционировала система внутригорных впадин и разделяющих впадины горных поднятий, т.е. происходило формирование «складок большого радиуса кривизны». Относительные вертикальные движения на границах впадина/поднятия, выраженные в рельефе, обусловлены перераспределением породных масс внутри верхней и средней коры (рис. 23). Необходимыми условиями такого режима тектонического развития являлись: (а) различная направленность относительных горизонтальных движений литосферных блоков; (б) вертикальная реологическая неоднородность коры и структурная дисгармония между отдельными ее слоями; (в) присутствие, а часто и преобладание в составе верхней коры значительных масс гранитов и карбонатных пород, которые под действием тектонических напряжений легко переходят в состояние блочно-гранулированных субстанций, обладающих высокой степенью реидной подвижности. К этому необходимо добавить, что современные обстановки напряженного состояния в сейсмоактивном слое заметно различаются в разных районах Тянь-Шаня и на разной глубине, что не вписывается в модель общего горизонтального сжатия, вызванного Индо-Евразийской коллизией, которое постулируется для всего кайнозойского этапа [Rebetsky et al., 2016].

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обсуждение материала в целом и основные выводы будут приведены во второй статье цикла. Здесь же мы в краткой форме акцентируем внимание на тех положениях, которые следуют непосредственно из данных по мезозойско-кайнозойским впадинам гиссаро-алайского и центрального сегментов Тяньшаньского внутриконтинентального орогена. Главные из них следующие:

- мезозойские и кайнозойские впадины в совокупности с разделяющими их хребтами определяют основной морфоструктурный план двух сегментов Тянь-Шаня;

- развитие альпийских структур обоих регионов происходило по сходному сценарию. И в том, и в другом сегменте развит один и тот же структурный парагенез (вернее, полипарагенез) бассейновых структур и комплементарных им поднятий фундамента. В современном выражении первые образуют синклинальные, а вторые – антиклинальные формы;

- совокупность отрицательных (впадины, синклинали) и положительных (хребты, антиклинали) структур в плане представляет собой линзовидно-ячеистую

структуру, свидетельствующую, наряду с другими признаками, о существенной роли объемного сдвигового течения в их возникновении. Сходными являются механизмы структурно-вещественной переработки пород фундамента, обеспечивающие реидную деформацию горных масс;

- различное проявление структурно-кинематического процесса происходило на разном глубинном уровне: преимущественно вязкохрупкое течение в пределах верхних горизонтов коры и вязкопластичное в более нижних;

- существует зависимость формы и характера кинематики движений и механизма структурообразования от состава и строения породных масс. В частности, различно морфоструктурное выражение процесса формирования парагенеза бассейнов и хребтов: в Гиссаро-Алае это узкие, сильно сжатые шовные зоны концентрированной деформации, в Центральном Тянь-Шане – раскрытые синклинальные структуры или односторонние грабен-синклинали;

- фиксируется совпадение (в рамках возможностей методов и в масштабе геологического времени) основных этапов становления альпийской структуры обоих сегментов: время заложения отрицательных структур (поздний триас – ранняя юра), время наступления раннеорогенной (рубеж олигоцен – ранний миоцен) и позднеорогенной (рубеж неоген – квартал) стадий, наличие предорогенного переходного этапа;

- однако в Гиссаро-Алае и в Центральном Тянь-Шане степень упорядоченности отрицательных структур различна: четкое линейное расположение впадин и их закономерное размещение через 20–24 км в Гиссаро-Алае и мозаично-ленточное в Центральном Тянь-Шане. Различна форма отрицательных структур: преимущественно узколинейная (1:7–10) в западном сегменте и линзовидная (1:3–5) в восточном. Равным образом, различно морфологическое выражение. Для Гиссаро-Алая характерен высокогорный, резко расчлененный «альпийский» рельеф с высотами до 5.0–5.6 тыс. м, относительно независимый от состава породных масс. В Центральном Тянь-Шане орография коррелятивна составу и структуре породных масс и варьируется от резко расчлененного высокогорного до пологохолмистого низко- и среднегорного рельефа.

В заключение отметим, что в этой работе мы не обсуждаем причины сложного возбужденного состояния подкорковых горизонтов региона – это предмет специального анализа, а также не рассматриваем влияние горных масс Индо-Памирского индентора на структуру Тянь-Шаньского региона – этот вопрос рассмотрен в многочисленных работах, в частности в обстоятельной сводке [Delvaux et al., 2013], а применительно к Гиссаро-Алаю подробно проанализирован в работе [Leonov et al., 2017].

По всей видимости, необходимо вслед за Э. Арганом [Argan, 1935, с. 111] признать, что «горизонтальная миграция глубинного материала замечается по вертикальным движениям. Они <...> характеризуются

понижением, если материал уходит из-под данного района, и подъемом, когда он притекает <...>. Горные сооружения <...> воздымаются не посредством нагромождения тектонических чешуй <...>, а в результате более крупномасштабных движений, вызванных притоком и оттоком нижнекоровых пластических масс». Это второе положение, как нам представляется, наилучшим образом, отражает реалии альпийского тектогенеза рассмотренных сегментов Тянь-Шаня.

Более полный обзор и анализ черт сходства и различия будет приведен во второй статье данного цикла.

4. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

5. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Abdrakhmatov K.E., Dzhanelilova S.O., 2016. Modern Fault-Block Structure of the Northern Tien Shan and Seismicity. *Bulletin of the Institute of Seismology NAS KR* 1 (7), 8–16 (in Russian) [Абдрахматов К.Е., Джанабилова С.О. Новейшая разломно-блоковая структура Северного Тянь-Шаня и сейсмичность // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2016. № 1 (7). С. 8–16].

Alekseev D.V., Biske Yu.S., Wang Bo, Dzhenchuraeva A.V., 2014. Geological Structure and Evolution of the South Tien Shan; Comparison Between the Central and Eastern Sectors of the Belt (MANAS and Dzhungaria-Tarim Transects). In: *Problems of Geodynamics and Geoecology of the Intracontinental Orogens. Proceedings of the VI International Symposium (June 23–29, 2014). Research Station RAS, Bishkek*, p. 7–10 (in Russian) [Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчурева А.В. Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария-Тарим) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов VI Международного симпозиума (23–29 июня 2014 г.). Бишкек: НС РАН, 2014. С. 7–10].

Aleshinskaya Z.V., Voskresenskaya T.N., Kulikov O.A., Faustov S.S., 1972. On the Stratigraphic Position of the Sharpyldak Formation in the Context of New Paleomagnetic Data. *Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography* 5, 106–107 (in Russian) [Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1972. № 5. С. 106–107].

Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Wang B., Djenchuraeva A.V., Getman O.F., Aristov V.A., Kröner A., Liu H., Zhong L., 2015. Tectono-Stratigraphic Framework and Palaeozoic Evolution of the Chinese South Tianshan. *Geotectonics* 49, 93–122. <https://doi.org/10.1134/S0016852115020028>.

Andreev Yu.N., 1969. Regional Correlation and Unified Scheme of the Early Cretaceous Deposits in the Southeast of the Middle Asia. In: *Problems of Oil and Gas Potential of Tadzhikistan. Iss. 2. Part. 2. Donish, Dushanbe*, p. 3–40 (in Russian) [Андреев Ю.Н. Региональная корреляция и унифицированная схема раннемеловых отложений юго-востока Средней Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. Вып. 2. Ч. 2. С. 3–40].

Argan E., 1935. *Tectonics of Asia*. Moscow–Leningrad, ONTI NKTP SSSR, 192 p. (in Russian) [Арган Э. Тектоника Азии. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 192 с.].

Babaev A.M., 1975. Neotectogenesis of the Gissar-Alai and Tajik Depression Junction Zone. *Donish, Dushanbe*, 152 p. (in Russian) [Бабаев А.М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 152 с.].

Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., Zarshchikov A.A., 2008. The Ming-Kush-Kökömeren Zone of Recent Transpression in the Middle Tien Shan. *Geotectonics* 42, 186–205. <https://doi.org/10.1134/S0016852108030035>.

Baikov A.A., Sedletskiy V.I., 2008. The Speeds of Compensatory Accumulations and Tectonic Down-Warping of Troughs. *Scientific Thought of Caucasus* 1, 55–65 (in Russian) [Байков А.А., Седлецкий В.И. Скорости осадконакопления и тектонического прогибания впадин // Научная мысль Кавказа. 2008. № 1. С. 55–65].

Bakirov A.B. (Ed.), 2006. *Earth's Crust and Upper Mantle of the Tien Shan with Regard to Geodynamics and Seismicity*. Ilim, Bishkek, 116 p. (in Russian) [Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Ред. А.Б. Бакиров. Бишкек: Илим, 2006. 116 с.].

Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Egorova V.V., Matyukov V.E., Rybin A.K., 2011. The Lithospheric Structure of the Central and Southern Tien Shan: MTS Data Correlated with Petrology and Laboratory Studies of Lower-Crust and Upper-Mantle Xenoliths. *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1592–1599. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.005>.

Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Rybin A.K., 2013. Deep Structure of the Western Area of the Talas-Fergana Fault According to Magnetotelluric Sounding Results. *Lithosphere* 4, 136–145 (in Russian) [Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических зондирований // Литосфера. 2013. № 4. С. 136–145].

Bataleva E.A., Buslov M.M., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Safronov I.V., 2006. Crustal Conductor Associated with the Talas-Fergana Fault and Deep Structure of the Southwestern Tien Shan: Geodynamic Implications. *Russian Geology and Geophysics* 47 (9), 1023–1029.

Baykulov S.K., Rahmidinov E.E., Tilek Kyzy G., 2022. Paleogen-Neogen Deposits of the Suusamyr Depression and Adjacent Territories. *Bulletin of the Institute of Seismology NAS KR* 1 (19), 30–35 (in Russian) [Байкулов С.К., Рахмидинов Э.Э. Телек кызы Г. Палеоген-неогеновые отложения Сусамырской впадины и прилегающих территорий // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2022. № 1 (19). С. 30–35].

Biske Yu.S., 2018. The Southern Tian-Shan: Upgrading the Geologic Synthesis. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences* 63 (4), 416–462 (in Russian) [Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.403>.

Bogdanova N.M., 1972. The Problem of the Conservation and of the Ancient Peneplain in the Tien Shan. *Geomorphology* 1, 19–27 (in Russian) [Богданова Н.М. Проблема сохранности и возраста древнего пенеплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27].

Bosov V.D., 1972. Tertiary Continental Deposits of Tajikistan. *Donish, Dushanbe*, 168 p. (in Russian) [Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.].

Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., 2003. Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural and Topographic Constraints. *The Journal of Geology* 111 (2), 149–165. <https://doi.org/10.1086/345840>.

Burtman V.S., 2012. Tien Shan and High Asia: Geodynamics in the Cenozoic. *GEOS, Moscow*, 186 p. (in Russian) [Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.].

Buslov M.M., Kokh D.A., De Grave J., 2008. Mesozoic-Cenozoic Tectonics and Geodynamics of Altai, Tien Shan, and Northern Kazakhstan, from Apatite Fission-Track Data. *Russian Geology and Geophysics* 49 (9), 648–654. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.01.006>.

Chediya O.K. (Ed.), 1973. Trends in the Cenozoic Geological Development of the Tien Shan. *Ilim, Frunze*, 128 p. (in Russian) [Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое / Ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1973. 128 с.].

Chediya O.K., Utkina N.G., 1990. Neotectogenesis of the Tien Shan Epiplatform Orogen. In: N.A. Logachev (Ed.), *Geodynamics of the Intracontinental Mountainous Areas*. Nauka, Novosibirsk, p. 46–53 (in Russian) [Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53].

Davidzon R.M., Kraidenkov G.P., Salibaev G.Kh., 1982. Stratigraphy of the Paleogene Deposits of the Tajik Depression and Adjacent Areas. *Donish, Dushanbe*, 151 p. (in Russian) [Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.].

Decisions of the Meeting on Elaboration of the Unified Stratigraphic Schemes for the Middle Asia, 1959. *Academy*

of Sciences of the Uzbek SSR, Tashkent, 130 p. (in Russian) [Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узбекской ССР, 1959. 130 с.].

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E., 2013. Basin Evolution in a Folding Lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan Belts in Central Asia. *Tectonophysics* 602, 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.010>.

Dmitrieva E.L., Nesmeyanov S.A., 1982. Mammals and Stratigraphy of the Continental Tertiary Deposits in the Southeast of the Middle Asia. *Nauka, Moscow*, 140 p. (in Russian) [Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.].

Dzhalilov M.R., Andreev Yu.N., Khakimov F.Kh., Goltman E.V., 1971. Cretaceous Deposits of the Central Tajikistan. *Donish, Dushanbe*, 94 p. (in Russian) [Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 94 с.].

Earth's Crust of Uzbekistan, 1974. *Fan, Tashkent*, 287 p. (in Russian) [Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.].

Fortuna A.B., 2022. Cenozoic Deposits of the Kochkor Depression: Stratification, Lithology, Paleofauna and Paleoflora. *Bulletin of the Institute of Seismology NAS KR* 1 (19), 99–101 (in Russian) [Фортуна А.Б. Кайнозойские отложения Кочкорской впадины: стратификация, литология, палеофауна, палеофлора // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2022. № 1 (19). С. 99–101].

Fortuna A.B., Abdieva S.V., Kerimbaeva D., Korzhnikov A.M., 2010. Mesozoic-Cenozoic Deposits in the Southern Issyk-Kul Lake Region. *Science, New Technologies and Innovations in Kyrgyzstan* 1, 26–32 (in Russian) [Фортуна А.Б., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Корженков А.М. Мезозой-кайнозойские отложения Южного Прииссыккуля // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2010. № 1. С. 26–32].

Geological Map of the Kyrgyz Republic, 2008. Scale of 1:500000. *VSEGEI, Saint Petersburg* (in Russian) [Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1:500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008].

Geology of the USSR, 1959. Vol. XXIV. *Tajik SSR. Geological Description. Part 1*. Gosgeoltekhizdat, Moscow, 735 p. (in Russian) [Геология СССР. Т. XXIV. Таджикская ССР. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1959. Ч. 1. 735 с.].

Geology of the USSR, 1972a. Vol. XXIII. *Uzbek SSR. Geological Description. Book 1*. Nedra, Moscow, 720 p. (in Russian) [Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. Кн. 1. 720 с.].

Geology of the USSR, 1972b. Vol. XXV. *Kirghiz SSR. Geological Description. Book 1*. Nedra, Moscow, 280 p. (in Russian) [Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. Кн. 1. 280 с.].

Gilligan A., Roecker S.W., Priestley R.F., Nunn C., 2014. Shear Velocity Model for the Kyrgyz Tien Shan from Joint

Inversion of Receiver Function and Surface Wave Data. *Geophysical Journal International* 199 (1), 480–498. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu225>.

Gol'din S.V., 2002. Lithosphere Destruction and Physical Mesomechanics. *Physical Mesomechanics* 5 (5), 5–22 (in Russian) [Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22].

Hanmer S., Passchier C., 1991. Shear-Sense Indicators: a Review. *Geological Survey of Canada Paper* 90–17. Ottawa, 72 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800020112>.

Kaibyshev O.A., Pshenichnyuk A.I., 1999. Structural Superplasticity: from Deformation Mechanism to Major Ratios. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Rigid Body Mechanics* 5, 148–164 (in Russian) [Кайбышев О.А., Пшеничнюк А.И. Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Известия РАН: Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164].

Kazakov Yu.M., Mamontov A.N., Khasanov A.Kh., 1985. Geological Structure of the Ziddi Depression. Study Guide. TSU, Dushanbe, 107 p. (in Russian) [Казаков Ю.М., Мамонтов А.Н., Хасанов А.Х. Геологическое строение Зиддинской впадины: Учебное пособие. Душанбе: ТГУ, 1985. 107 с.].

Kocharyan G.G., 2016. Fault Geomechanics. GEOS, Moscow, 442 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.].

Konygin V.G., Leonov M.G., Loshmanov E.V., 1988. Tectonic Structure of the Kurganak Zone of the South Tien Shan. *Geotectonics* 6, 76–85 (in Russian) [Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лощманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85].

Korobka V.B., Boltyshev V.V., Boltysheva A.I., 1974. A Paleogeographical Sketch of the Early Cretaceous Development of the Afghan-Tajik Depression. In: *Problems of Oil and Gas Potential of Tadzhikistan*. Iss. 6. Donish, Dushanbe, p. 93–102 (in Russian) [Коробка В.Б., Болтышев В.В., Болтышева А.И. Палеогеографический очерк развития Афганско-Таджикской впадины в раннемеловое время // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. Вып. 6. С. 93–102].

Korzhnikov A.M., Fortuna A.B., 2002. Fission Track Age of the Lower Kokturpak Formation in the Northeast Tien Shan. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 1, 22–30 (in Russian) [Корженков А.М., Фортуна А.Б. О возрасте нижней части коктурпакской свиты в Северо-Восточном Тянь-Шане по данным трекового метода осколков деления // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 22–30].

Korzhnikov A.M., Mikolaichuk A.V., 2009. Mesozoic-Cenozoic Intracontinental and Orogenic Complexes and Neotectonics. In: A.B. Bakirov, A.V. Mikolaichuk (Eds), *Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien Shan and Adjacent Areas of the Central Asian Foldbelt*. Institute of Geology, National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic, Bishkek, p. 68–80 (in Russian) [Корженков А.М., Мико-

лайчук А.В. Мезозойско-кайнозойские внутриконтинентальные и орогенические комплексы и неотектоника // Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса / Ред. А.Б. Бакиров, А.В. Миколайчук. Бишкек: Институт геологии НАН КР, 2009. С. 68–80].

Kostenko N.P., 1972. Folding and Faulting in Orogenic Topography. Nedra, Moscow, 320 p. (in Russian) [Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.].

Kraidonkov G.P., 1971. Paleogene Deposits of the Zerravshan and Turkestan Ridges. In: *New Data on Geology of Tajikistan*. Iss. 1. TSU, Dushanbe, p. 134–149 (in Russian) [Крайденков Г.П. Палеогеновые отложения Зеравшанского и Туркестанского хребтов // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе: ТГУ, 1971. Вып. 1. С. 134–149].

Leonov M.G., 1990. Structural Ensembles of the Southern Tien Shan and Geodynamic Conditions of Their Formation. In: Yu.G. Leonov, V.E. Khain (Eds), *Tectonics of Orogenic Structures of the Caucasus and Central Asia*. Nauka, Moscow, p. 72–99 (in Russian) [Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их формирования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии / Ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин. М.: Наука, 1990. С. 72–99].

Leonov M.G., 1996. Geodynamic Regimes of the Southern Tien Shan in the Phanerozoic. *Geotectonics* 3, 36–53 (in Russian) [Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53].

Leonov M.G., 2005. The Post-Oceanic Geodynamics of the South Tien Shan Region. *Russian Journal of Earth Sciences* 7, ES6002. <https://doi.org/10.2205/2005ES000187>.

Leonov M.G., 2008. Tectonics of Consolidated Crust. Nauka, Moscow, 457 p. (in Russian) [Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.].

Leonov M.G., 2013. Inremontane Basins of the Gissar-Alay Mountain Region, the Tien Shan: Structure and Formation History. *Lithosphere* 3, 3–17 (in Russian) [Леонов М.Г. Межгорные впадины Гиссаро-Алайской горной области (Тянь-Шань): структура и история формирования // Литосфера. 2013. № 3. С. 33–17].

Leonov M.G., Kocharyan G.G., Revuzhenko A.F., Lavrikov S.V., 2020a. Tectonics of Rock Loosening: Geological Data and Physics of the Process. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 491–521 (in Russian) [Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В. Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 491–521]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0488>.

Leonov M.G., Morozov Yu.A., Przhivalgovskii E.S., Rybin A.K., Bakeev R.A., Lavrushina E.V., Stefanov Yu.P., 2020b. Tectonic Evolution of the Basement-Sedimentary Cover System and Morphostructural Differentiation of Sedimentary Basins. *Geotectonics* 54, 147–172. <https://doi.org/10.1134/S0016852120020089>.

Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., 2018. Granites. Postmagmatic Tectonics and Hydrocarbon Potential. GEOS, Moscow, 332 p. (in Russian) [Леонов М.Г., Пржиалговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.].

Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Shchelochkov G.G., 2021. Features of the Tien Shan Newest Orogen Morphostructure. *Lithosphere* 21 (6), 747–774 (in Russian) [Леонов М.Г., Пржиалговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня. *Литосфера*. 2021. Т. 21. № 6. С. 747–774]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-747-774>.

Leonov M.G., Przhiyalgovskiy E.S., 2021. The Deformation Mechanisms of Tien Shan Basement Rocks in Alpine Tectogenesis. *Geotectonics* 55, 822–843. <https://doi.org/10.1134/S0016852121060042>.

Leonov M.G., Przhiyalgovsky E.S., Lavrushina E.V., Polechuk A.V., Rybin A.K., 2016. Alpine Tectonics of Granites in Basement of Ysyk-Köl Basin, Northern Tien Shan. *Geotectonics* 50, 366–388. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040063>.

Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Shchelochkov G.G., 2017. Gissar-Alai and Pamir. Comparative-Tectonic Analysis and Geodynamics. GEOS, Moscow, 112 p. (in Russian) [Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М.: ГЕОС, 2017. 112 с.].

Lukina N.V., 1977. Deformation of the Paleozoic Basement Surface of the Southwest Tien Shan. Nauka, Moscow, 79 p. (in Russian) [Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.].

Macaulay E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M., 2014. Cenozoic Deformation and Exhumation History of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics* 33 (2), 135–165. <https://doi.org/10.1002/2013TC003376>.

Makarov V.I., 1977. Neotectonic Structure of the Central Tien Shan. Nauka, Moscow, 172 p. (in Russian) [Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.].

Makarov V.I., 1990. The Structure of the Mountainous Areas Within the Alpine-Central Asian Orogenic Belt: An Experience of Comparative Analysis. In: N.A. Logachev (Ed.), *Geodynamics of Intracontinental Mountainous Regions*. Nauka, Novosibirsk, p. 91–96 (in Russian) [Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центрально-азиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96].

Makarov V.I., Rybin A.K., Matyukov V.E., Pushkarev P.Yu., Shcherbina F.A., 2011. Deep Structural Features of the Depression Areas of the Central Tien Shan. In: *Problems of Recent Geodynamics and Geoecology of the Intracontinental Orogens*. Abstracts of Reports 5th International Sympos-

ium Dedicated to the 75th Anniversary of Yu.A. Trapeznikov (June 19–24, 2011). Vol. 1. Research Station RAS, Bishkek, p. 36–45 (in Russian) [Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарёв П.Ю., Щербина Ф.А. Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов 5-го международного симпозиума к 75-летию со дня рождения Ю.А. Трапезникова (19–24 июня 2011 г.). Бишкек: НС РАН, 2011. Т. 2. С. 36–45].

Makarova N.V., Makarov V.I., Solovyova L.I., 1973. Pre-Orogenic Planation Surface and Its Preservation Conditions in the Tien Shan. *Moscow University Geology Bulletin* 6, 75–79 (in Russian) [Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Предорогенная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1973. № 6. С. 75–79].

Mikolaichuk A.V., Gubrenko M.V., Bogomolov L.M., 2003. Fold Deformations of a Preorogenic Peneplain in the Recent Structure of the Central Tien Shan. *Geotectonics* 37 (1), 31–37.

Miller Yu.V., 1982. Layered and Sublayered Flow of Rocks and Its Role in Structural Formation. *Geotectonics* 6, 88–96 (in Russian) [Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96].

Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V., 2014. Pull-Apart Formation Mechanism of Cenozoic Basins in the Tien Shan and Their Transpressional Evolution: Structural and Experimental Evidence. *Geotectonics* 48, 24–53. <https://doi.org/10.1134/S0016852114010051>.

Morozov Yu.A., Talitsky V.G., 2006. The Kyrgyz-Ata Synform in the South Tien Shan: Structural and Kinematic Aspects of Its Evolution. *Geotectonics* 40, 37–52. <https://doi.org/10.1134/S0016852106010043>.

Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Khersaskova T.N., 1993. Central Asian Fold Belt: Geodynamic Evolution and Formation History. *Geotectonics* 6, 3–33 (in Russian) [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. 3–33].

Nesmeyanov S.A., Barkhatov I.I., 1978. Neo- and Seismogenerating Structures of the Western Gissar-Alai. Nauka, Moscow, 120 p. (in Russian) [Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.].

Nicolas A., 1992. Principles of Rock Deformation. Mir-Elf Aquiten, Moscow, 166 p. (in Russian) [Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльф Акитен, 1992. 166 с.].

Nikolaev P.N., 1992. Methodology of Tectonodynamic Analysis. Nedra, Moscow, 295 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.].

Nikonov A.A., 1990. Comparative Neotectonics of the Pamir and Tien Shan. In: N.A. Logachev (Ed.), *Geodynamics of*

Intracontinental Mountainous Regions. Nauka, Novosibirsk, p. 37–46 (in Russian) [Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1990. С. 37–46].

Obukhov A.N., 1990. Evolution of the Intermountain Basins of the Central Asian Orogenic Belt. Nauka, Moscow, 88 p. (in Russian) [Обухов А.Н. Эволюция межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. М.: Наука, 1990. 88 с.].

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., 2017. Fold Deformations of the Paleozoic Basement Roof in the Chunkurchak Trough, Kyrgyz Ala-Too Range. *Geotectonics* 51, 366–382. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030098>.

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., 2020. The Structures of the Alai and Kichi-Karakol Depressions and the Latest Deformations in Their Mountainous Surroundings (Southern Tien Shan). *Lithosphere* 20 (6), 771–790 (in Russian) [Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 771–790]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>.

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Leonov M.G., Rybin A.K., 2018. Structure of the Basement Surface and Sediments in the Kochkor Basin (Tien Shan): Geological and Geophysical Evidence. *Russian Geology and Geophysics* 59 (4), 335–350. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.003>.

Przhiyalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Leonov M.G., Rybin A.K., Lavrushina E.V., 2020. Tectonic Structure and Development of the "Depression/ Uplift" Transition Zones, Northern Tien Shan. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences* 65 (4), 760–781 (in Russian) [Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В. Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. Вып. 4. С. 760–781]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>.

Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Morozov Yu.A., Lavrushina E.V., Leonov M.G., Bataleva E.A., 2022. Geological and Geophysical Transect of the Middle Tien Shan Across the Naryn and Atbashi Depressions. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (1), 1–20 (in Russian) [Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Баталева Е.А. Геолого-геофизический трансект срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. 0568]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0568>.

Ramsay J.G., 1980. Shear Zone Geometry: A Review. *Journal of Structural Geology* 2 (1–2), 83–99. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3).

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Sychev V.N., Kuzikov S.I., Marinin A.V., 2016. The Stress State of the Northern Tien Shan Crust Based on the KNET Seismic Network Data. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 387–408. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003>.

Recent Geodynamics of Intracontinental Areas of Collision Mountain Building (Central Asia), 2005. Nauchny Mir, Moscow, 400 p. (in Russian) [Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.].

Revuzhenko A.F., 2003. Mechanics of Granular Medium. Ofset, Novosibirsk, 274 p. (in Russian) [Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды. Новосибирск: Офсет, 2003. 274 с.].

Rybin A.K., Bataleva E.A., Nepeina K.S., Matyukov V.E., 2021. Volumetric and Spatial Segmentation of the Tien Shan Lithosphere According to Geophysical Data. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (3), 508–543 (in Russian) [Рыбин А.К., Баталева Е.А., Непейна К.С., Матюков В.Е. Объемно-пространственная сегментация литосферы Тянь-Шаня по данным геофизических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 508–543]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0537>.

Rybin A.K., Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Bragin V.D., Morozov Yu.A., Schelochkov G.G., 2016. Nature of Electric Conductive Layers of the Upper Crust and Infrastructure of Granites of the Central Tien Shan. *Doklady Earth Sciences* 470, 968–971. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16090142>.

Sabitova T.M., Adamova A.A., Medzhitova Z.A., Bagmanova N.Kh., 2005. Seismotomography-Based 3D Velocity Model of the Earth's Crust of the Tien Shan. In: *Recent Geodynamics of the Areas of Intracontinental Collisional Orogeny (Central Asia)*. Nauchny Mir, Moscow, p. 118–134 (in Russian) [Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 118–134].

Sadybakasov I.S., 1990. Neotectonics of High Asia. Nauka, Moscow, 179 p. (in Russian) [Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.].

Shadchinev A.S., Bakhtdavlatov R.D., 2008. Phanerozoic Geological Structure and Mineral Deposits of Kukhistan (Central Tajikistan). Dushanbe, 406 p. (in Russian) [Шадчинев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана (Центральный Таджикистан). Душанбе, 2008. 406 с.].

Shcherba I.G., 1990. Reflection of the Alpine Tectogenesis Phases in the Mesozoic-Cenozoic Strata of the South Tien Shan. *Geotectonics* 2, 42–54 (in Russian) [Щерба И.Г. Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–54].

Sikstel T.A., 1960. On the Characteristics of the Upper Triassic Continental Deposits of the Middle Asia. *Proceedings of the Uzbek Geological Survey. Geology. Iss. 1*. p. 38–46 (in Russian) [Сикстель Т.А. К характеристике верхнетриасовых континентальных отложений Средней Азии // Труды Узбекского геологического управления. Геология. 1960. Сб. 1. С. 38–46].

Sim L.A., Sycheva N.A., Sychev V.N., Marinin A.V., 2012. The Pattern of the Paleo- and Present-Day Stresses of the North Tien Shan. In: Tectonophysics and Topical Issues of the Earth Sciences. Proceedings of the Third Tectonophysical Conference (October 8–12, 2012). IPE RAS, Moscow, p. 236–240 (in Russian) [Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Третьей тектонофизической конференции (8–12 октября 2012 г.). М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 236–240].

Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Rasskazov S.V., Kovyazin S.V., 2008. Cretaceous-Paleogene Within-Plate Magmatism in Central Asia: Data from the Tien Shan Basalts. Russian Geology and Geophysics 49 (7), 520–533. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.009>.

Stille H.W., 1964. Selected Papers. Mir, Moscow, 887 p. (in Russian) [Штилле Г.В. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.].

Tadzhibekov M., 2005. Intramountain Depressions of Geological Gissar-Alai at the Latest Stage. Donish, Dushanbe, 250 p. (in Russian) [Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе: Дониш, 2005. 250 с.].

Talitsky V.G., 1994. Genetic Types of Structural Parageneses. Moscow University Geology Bulletin 4, 65–72 (in Russian) [Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1994. № 4. С. 65–72].

Trifonov V.G., Artyushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., 2008. Pliocene-

Quaternary Orogeny in the Central Tien Shan. Russian Geology and Geophysics 49 (2), 98–112. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.012>.

Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., Bachmanov D.M., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., 2021. Neotectonics and the Upper Mantle Structure of Central Asia. Geotectonics 55, 334–360. <https://doi.org/10.1134/S0016852121030080>.

Troitsky V.I., 1967. Upper Triassic and Jurassic Deposits of Southedrn Uzbekistan. Nedra, Leningrad, 312 p. (in Russian) [Троицкий В.И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 312 с.].

Turdukulov A.D., 1987. Geology of the Paleogene and Neogene in Northern Kirgizia. Ilim, Frunze, 263 p. (in Russian) [Турдукулов А.Т. Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 263 с.].

Ufimtsev G.F., Korzhenkov A.M., Mamurov E.M., 2009. Topographical and Morphotectonic Sketches of the Tien Shan. GEO, Novosibirsk, 130 p. (in Russian) [Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамуров Э.М. Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Гео, 2009. 130 с.].

Vakhromeev V.A., Peive A.V., Kheraskov N.P., 1936. Mesozoic Tajikistan. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow–Leningrad, 196 p. (in Russian) [Вахромеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П. Мезозой Таджикистана. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 196 с.].

Yudakhin F.N., 1983. Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of the Tien Shan. Ilim, Frunze, 246 p. (in Russian) [Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.].