

DOI: 10.7868/S2949179726010079

УДК 551.88+551.89(470.62)

Оригинальная статья

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА И РЕЧНОЙ СЕТИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ В НЕОГЕНЕ–КВАРТЕРЕ

© 2026 г. Я. И. Трихунков¹, Д. М. Бачманов¹, В. С. Ломов^{1, *}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*E-mail: vyacheslavlomov@rambler.ru

Поступила в редакцию 27.05.2025

После доработки 06.10.2025

Принята к публикации 15.12.2025

Аннотация. Динамика новейших орогенических движений и трансгрессивно-регрессивных циклов Понто-Каспия предопределила развитие горного рельефа Западного Кавказа и суши – Предкавказья. Обобщены данные о строении и корреляции сводных разрезов моласс Западного Предкавказья, составленных на основе многолетнего изучения, а также био- и магнитостратиграфического датирования. Выделены циклы накопления континентальных отложений Западного Предкавказья, коррелятные основным этапам формирования орогена. Оценена динамика новейших поднятий Западного и Северо-Западного сегментов орогена, разделенных Пешехско-Адлерской зоной разломов. Приводятся данные о существовании суши Западного Кавказа в среднем и Северо-Западного – в позднем миоцене. Установлено, что первый импульс горообразования Западного Кавказа относится к сармату, а его резкое ускорение – к квартеру. Составленная серия палеогеографических карт Западного Кавказа и Предкавказья в неогене–квартере отражает динамику кавказской орогении, береговых линий Предкавказских морей и историю формирования речной сети территории. Установлено, что неоген-четвертичная речная сеть Западного Кавказа и Предкавказья выстроена в виде трех зон, отвечающих по возрасту различным этапам становления орогена. Каждой из них свойственна собственная ориентировка палеодолин, связанная с конфигурацией поднятых на разных этапах водораздельных поверхностей в их истоках и береговых линий, принимающих морских или озерных бассейнов – в устьях.

Ключевые слова: неотектоника; горообразование; палеогеография; морфоструктура; молассы; Большой Кавказ; Предкавказье; Понто-Каспий

Финансирование. Дистанционные геолого-геоморфологические исследования выполнены в рамках работ по бюджетной теме ГИН РАН № FMMG-2023-0006. Полевые работы, палеонтологические и стратиграфические исследования, а также подготовка статьи осуществлены при поддержке гранта РНФ № 22-17-00249-П.

Благодарности. Авторы статьи благодарят сотрудников охотхозяйства Черногорье и лично Германа Валерьевича Федотова, сотрудников ООО “СОГАЗ-инвест” и лично руководителя обособленного подразделения Михаила Олеговича Руденко за помощь в организации полевых работ в Апшеронском районе Краснодарского края. Авторы признательны д. г.- м. н., проф. В. Г. Трифонову и д. г.- м. н. А. С. Тесакову, а также д. г. н., проф. А. В. Чернову за ценные консультации при подготовке данной статьи.

Ссылка для цитирования: Трихунков Я. И., Бачманов Д. М., Ломов В. С. (2026) Эволюция рельефа и речной сети Западного Кавказа и Предкавказья в неогене–квартере. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 1. С. 117–148. <https://doi.org/10.7868/S2949179726010079>

EVOLUTION OF THE RELIEF AND RIVER NETWORK OF THE WESTERN CAUCASUS AND CISCAUCASIA IN THE NEOGENE–QUATERNARY

Ya. I. Trikhunkov^a, D. M. Bachmanov^a, and V. S. Lomov^{a, #}

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: vyacheslavlomov@rambler.ru*

Received May 27, 2025

Revised October 06, 2025

Accepted December 15, 2025

Abstract. The dynamics of the latest orogenic movements and transgressive-regressive cycles of the Ponto-Caspian predetermined the development of the mountainous relief of the Western Caucasus and the drained land of the Ciscaucasia. The data on the structure and correlation of composite molasse sections of the Western Ciscaucasia, compiled on the basis of years of study, as well as bio- and magnetostratigraphic dating, are summarized. The cycles of accumulation of continental sediments in the Western Ciscaucasia correlated with the main stages of mountain building are highlighted. The dynamics of recent uplifts of the Western and Northwestern segments of the orogen, separated by the Pshekha-Adler fault zone, is estimated. Data on the existence of land in the Western Caucasus in the Middle and Northwestern Caucasus in the Late Miocene are presented. It has been established that the first impulse of mountain formation in the Western Caucasus belongs to the Sarmatian, and its sharp acceleration to the Quaternary. The compiled series of paleogeographic maps of the Western Caucasus and the Pre-Caucasus in the Neogene Quarter reflects the dynamics of the Caucasian orogeny, the coastlines of the Ciscaucasian seas and the history of the formation of the river network of the territory. It has been established that the Neogene-Quaternary river network of the Western Caucasus and the Ciscaucasia is built in the form of three different age zones. Each of them has its own orientation of paleovalleys, related to the configuration of watershed surfaces raised at different stages at their riverheads and coastlines of marine or lake basins at their mouths – as a base level.

Keywords: neotectonics; mountain building; paleogeography; morphostructure; molasses; Greater Caucasus; Western Caucasus; Ciscaucasia; Ponto-Caspian

Funding. Remote geological and geomorphological studies were performed as part of the work on the framework of state assignment of the GIN RAS No. FMMG-2023-0006. Fieldwork, paleontological and stratigraphic studies, as well as the preparation of the article were carried out with the support of the Russian Science Foundation project No. 22-17-00249 (extension).

Acknowledgments. The authors of the article would like to thank the staff of the Chernogorye hunting farm and personally German V. Fedotov, employees of SOGAZ-invest LLC and personally Mikhail O. Rudenko, head of a separate division, for their help in organizing field work in the Absheron district of the Krasnodar Region. The authors are grateful to prof. V. G. Trifonov and prof. A. S. Tesakov, as well as to prof. A. V. Chernov for valuable consultations during the preparation of this article.

For citation: Trikhunkov Ya. I., Bachmanov D. M., and Lomov V. S. (2026) Evolution of the relief and river network of the Western Caucasus and Ciscaucasia in the Neogene–Quaternary. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 1. P. 117–148 (in Russ). <https://doi.org/10.7868/S2949179726010079>

1. ВВЕДЕНИЕ

Крымско-Кавказский ороген замыкает северную периферию Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса, являясь единственной частью последнего на территории России. Ороген был сформирован и продолжает свое развитие в области коллизионного взаимодействия Скифской плиты и Закавказского массива, обусловленного дрейфом Аравийской плиты на север. Оценки возраста начала складчато-разрывных деформаций орогена варьируют в интервале от раннего эоцена до олигоцена (Милановский, 1968; Несмеянов, 1992; Хаин, Попков, 2009; Никишин и др., 2010; Кенгерли и др., 2018; Трифонов и др., 2020). Согласно данным (Милановский, 1968; Никишин и др., 2010; Трифонов, 2016), основная рельефообразующая стадия орогенических движений Большого Кавказа приходится на послемайкопское время. Субширотный ороген Большого Кавказа простирается на 1300 км между Таманским и Апшеронским п-овами, омываемыми еще не закрывшимися черноморским и каспийским фрагментами Восточного Паратетиса. В разные эпохи территория Большого Кавказа служила важнейшим коридором, а позднее — барьером на пути африкано-евразийских и евро-азиатских миграций, континентальным водо- и климаторазделом. Подтверждение и уточнение имеющихся данных, а также сбор и анализ новых материалов о развитии столь масштабного, активного и узлового по своему географическому положению горного сооружения, как Большой Кавказ — важная задача в изучении тектонической и ландшафтной эволюции региона Восточного Паратетиса и Альпийско-Гималайского пояса в целом.

Кайнозойская история развития рельефа Большого Кавказа и Предкавказья отразилась в строении коррелятных отложений Предкавказского прогиба, а также в эволюции речной сети и береговых линий региона. В данной статье представлен обобщающий анализ морфотектонического развития западного сегмента Кавказского орогена, эволюции его рельефа, гидрографической сети и, отчасти, ландшафтов. В основу представленного обобщения положены результаты многолетних морфотектонических исследований, а также стратиграфического, лито- и седиментологического изучения коррелятных отложений Предкавказского прогиба — нижних и, главное, верхних моласс неогена — квартера, отражающих основные этапы эволюции горной системы и ее окружения.

В статье анализируются ключевые зоны орогена, наиболее важные для реконструкции истории его воздымания и преобразования рельефа.

Прежде всего, это поднятия осевой зоны орогена, а также его северного склона, т. е. главные, наиболее поднятые морфоструктурные зоны, образованные кавказским выступом Скифской плиты и сформированные ее обнаженным фундаментом, а также структурами осадочного чехла. Зона южного склона не затрагивается: а) в связи с ее заведомо более низким гипсометрическим уровнем в зоне поддвига Закавказского массива; б) по причине ее узости в доступной российской части и фактического отсутствия здесь разрезов моласс.

Цель настоящей статьи — выявление этапов и основных событий неоген-четвертичного горообразования Западного и Северо-Западного сегментов Большого Кавказа путем анализа основных звеньев нижних и верхних, преимущественно аллювиальных моласс, а также разновозрастных генераций речной сети, коррелятных этапам эволюции орогена. Задачами работы являются: 1) характеристика основных элементов морфоструктуры Западного Кавказа и Предкавказья на основе комплексного морфотектонического анализа региона; 2) характеристика строения осадочного чехла смежных с сегментами орогена прогибов Западного Предкавказья и выделение основных звеньев верхних и нижних моласс; 3) характеристика элементов древней речной сети региона и этапов ее эволюции; 4) палеогеографическая реконструкция главных этапов новейшего развития Западного Кавказа и Предкавказья.

2. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

В основу данного исследования положены как классические геолого-геоморфологические методы и материалы, так и методы, ставшие доступными с появлением геоинформационных технологий и использованием цифровых моделей рельефа.

2.1. Морфоструктурный анализ

Морфоструктурный анализ Западного Кавказа и Предкавказья основан на интерпретации цифровых моделей рельефа с разрешением 3 сек. и 1 сек. (Consortium..., 2018) и их сопоставлении со структурно-геоморфологическими и геолого-геофизическими картами (Государственная..., 1971, 2004, 2016, 2021; Карта..., 1971; Структурная..., 1983; Корсаков и др., 2013), а также литературными данными (Ломизе, Хаин, 1965; Муратов, 1965; Милановский, 1968; Региональная..., 1979; Ранцман, 1985; Несмеянов, 1992; Хаин, Попков, 2009; Габсатарова, 2010; Панина и др., 2021; Твритинова и др., 2024 и др.). На данной основе был создан многослойный пакет карт с точной географической привязкой каждой из них к моделям рельефа. Поэтапное сопоставление данных слоев позволило выделить элементы морфоструктур

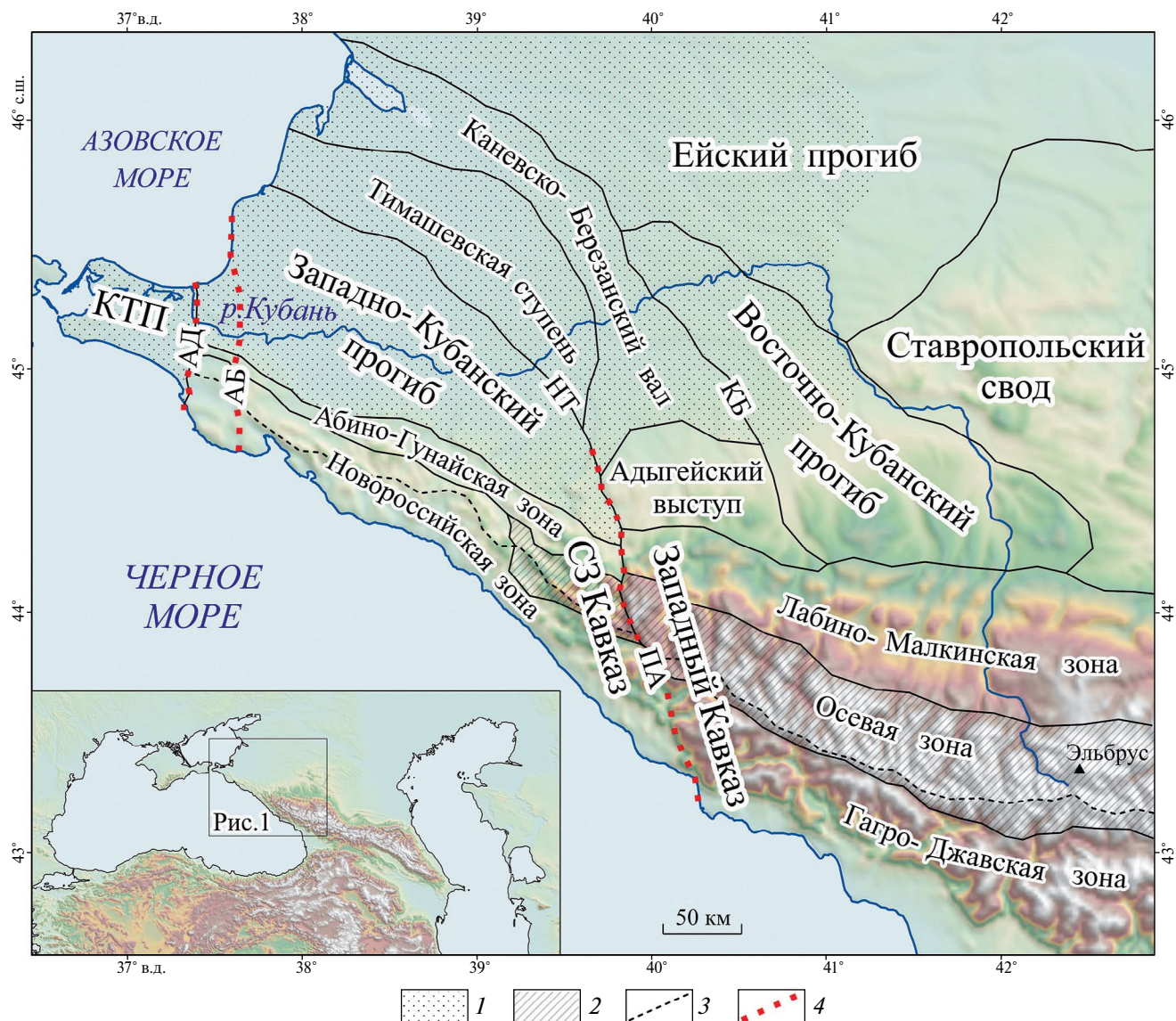


Рис. 1. Морфотектоническая схема Западного, Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. Составлено на основе цифровой модели рельефа (Consortium..., 2018) с использованием данных Н. В. Клавдиевой (2007).

Разломные зоны: АД – Анапско-Джигинская, АБ – Абрауская, ПА – Пшехско-Адлерская; *разломы:* НТ – Новотитаровский, КБ – Каневско-Березанский; *прогибы:* КТП – Керченско-Таманский.

1 – Азово-Кубанская низменность; 2 – Осевая зона Большого Кавказа (в пределах Северо-Западного Кавказа – Гойтхский антиклинорий); 3 – Главный Кавказский водораздел; 4 – оси поперечных зон Западного Кавказа и их возможных продолжений в Предкавказье.

Fig. 1. Morphotectonic scheme of the Western Caucasus and Ciscaucasia. Compiled on the basis of a digital elevation model (Consortium..., 2018), using data from N. V. Klavdieva (2007).

Fault zones: АД – Anapa-Dzhiginka, АБ – Abrau, ПА – Pshekha-Adler; *faults:* НТ – Novotitarovskiy, КБ – Kanevsky-Berezansky; *foredeep:* КТП – Kerch-Taman.

1 – Azov-Kuban Lowland; 2 – Axial zone of the Greater Caucasus (within the Northwestern Caucasus – Goytkh anticlinorium); 3 – Main Caucasian watershed; 4 – axes of transverse zones of the Western Caucasus and their possible continuations in the Ciscaucasia.

и соотнести их с геофизическими и буровыми данными о глубинном строении региона. Детали элементов структурного рельефа Западного Кавказа и Предкавказья исследованы в поле. Описанные

дистанционные и полевые исследования вкрупне с обобщением результатов многолетних структурно-геоморфологических и неотектонических исследований Западного Кавказа и Предкавказья

(Трихунков, 2010, 2016; Буланов, Трихунков, 2013; Трихунков и др., 2018, 2019, 2024 а, б; Ломов и др., 2025; Trikhunkov et al., 2019) позволили уточнить и дополнить морфотектоническую схему региона, установить соотношения морфоструктур горной системы, а также ограничивающих их разломов с морфоструктурами Предкавказья (рис. 1). Статья фокусируется на тех элементах морфоструктур, которые определяют поперечную сегментацию орогена, ограничивают развитие новейших поднятий и морских трансгрессий, влияют на развитие речной сети. Они были выделены по признакам выраженности в рельефе, а также контроля ими новейших отложений и отражены в геолого-геоморфологической карте и продольном разрезе Западного Предкавказья, представленных ниже.

2.2. Палеогеоморфологический анализ, исследования древней речной сети

Вопросам палеогеоморфологии региона посвящены важнейшие работы (Ломизе, Хаин, 1965; Муратов, 1965; Милановский, 1968; Сафронов, 1972; Общая характеристика..., 1977; Региональная... 1979; Несмеянов, 1992). Геоинформационные технологии с использованием цифровых моделей рельефа (Consortium..., 2018) позволили изучить сохранившиеся элементы палеорельефа на новом уровне детальности. Использованы методы: 1) вертикального преувеличения – увеличения вертикального масштаба изображения, повышающего контрастность рельефа; 2) комбинирования светотеневой отмывки и цветовых карт рельефа на основе цифровых моделей рельефа разного разрешения, позволяющего искусственно моделировать косое, зенитальное или комбинированное освещение. Применение этих методов, позволяющих подчеркнуть слабо уловимые детали рельефа, дало возможность выявить ряд не описанных ранее элементов морфоструктур, а также фрагментов древней эрозионной сети, брошенных или перехваченных современными долинами. Полученные результаты отображены на карте, на основе которой произведено определение направлений стока, характерных для разных этапов развития эрозионной сети. Эти направления отражены на роза-диаграмме, при построении которой учитывались протяженность разновозрастных участков долин и их направления по сторонам света.

Описанные элементы палеорельефа были впоследствии исследованы в поле. Сопоставление полученных данных с результатами морфоструктурного анализа позволило выявить структурную приуроченность современной речной сети и сохранившихся фрагментов палеодолин, изучить их новейшие складчатые и разрывные деформации.

Сопоставление полученных дистанционных данных с результатами анализа молассовых отложений Предкавказского прогиба позволило определить положение береговых линий морских бассейнов Восточного Паратетиса, служивших базисом эрозии кавказской речной сети на разных геологических этапах развития региона, и, таким образом, наметить положение устьев палеорек.

2.3. Анализ коррелятивных отложений

Исследованию отложений Предкавказья, и, в том числе, моласс Предкавказского прогиба, посвящено множество классических работ советского времени, обобщенных в монографиях “Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ” (1968), “Стратиграфия СССР. Неогеновая система” (1986), а также в объяснительных записках к листам государственных геологических карт масштаба 1:200000 первого издания (Государственная..., 1971). Наиболее значимые исследования стратиграфии неоген-четвертичных отложений региона постсоветского периода выполнены при создании второго поколения геологических карт 1:200000 (Государственная..., 2002, 2004, 2021). Выделены гавердовская, белореченская, новоалександровская, новокубанская и другие молассовые свиты (Белуженко, Бурова, 2000; Белуженко, 2006, 2011).

Однако уровень знаний о молассах Северного Кавказа, особенно относительно изученности морских отложений, следует признать слабым. Это связано, во-первых, с тем, что нижние этажи моласс крайне слабо обнажены, будучи погребенными под более молодыми осадками или, напротив, размыты. Их разрезы встречаются sporadически и коррелируются между собой с большим трудом, многие разрезы труднодоступны. Во-вторых, молассы, а особенно верхние, крайне сложно датировать ввиду их грубости и низкой биоистратиграфической информативности, отсутствия материала для радиоизотопного датирования.

При этом галечно-валунные молассы предгорных прогибов крайне важны для неотектонических исследований, поскольку являются индикатором новейшего горообразования. Это связано с экспоненциальным ростом эрозионной способности горных рек, бассейны которых вовлекаются в поднятия. Уклоны равнинных рек обычно не превышают 0.1–0.2‰ (10–20 см/км), что во много раз меньше уклонов горных рек. В связи с этим равнинные реки не обладают достаточной энергией для транспортировки галечно-валунных наносов. Горные реки многократно превосходят равнинные по своей эрозионно-транспортирующей способности. Так крупнейшая река, стекающая с высочайших в России гор Большого Кавказа – Кубань, в зоне источников сноса моласс способна

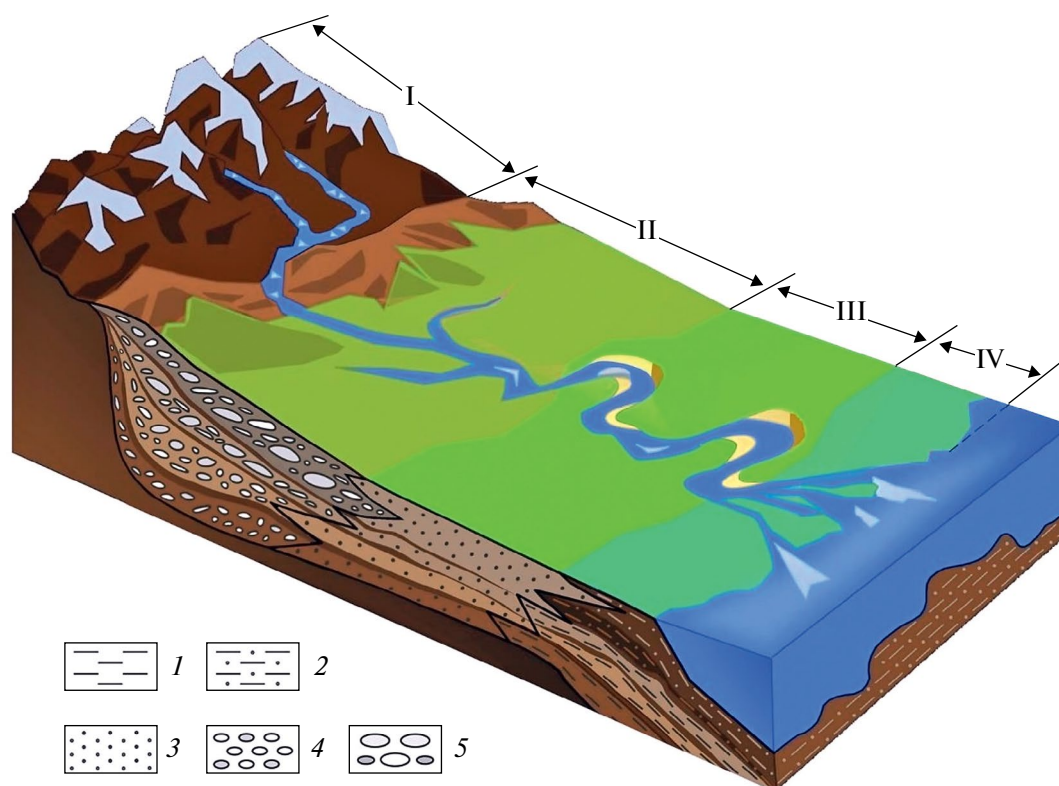


Рис. 2. Блок-диаграмма, отражающая гидрометрические характеристики, эрозионную способность и литофациальную модель речного бассейна (иллюстрирующая общие черты рек Кубань, Белая, Пшеха и других рек Северного Кавказа). Изображение создано на основе (https://commons.m.wikimedia.org/wiki/File:River_scheme.svg) с изменениями и дополнениями. Составлено с использованием данных Большой Российской энциклопедии (<https://bigenc.ru/c/kuban-reka-cb45e6>); Геология СССР..., 1968; Геологическая..., 2004; 2021).

Литофациальные зоны: I – зона источников сноса моласс: уклоны до 49%, скорость течения до 6 м/с, откладываются валуны > 50 см; II – зона аккумуляции грубых фракций моласс (предгорный прогиб): уклоны до 12–8%, скорость течения до 1–1.7 м/с, откладываются галька и валуны; III – зона свободного меандрирования и накопления тонких фракций моласс: уклоны до 4–6%, скорость течения до 0.3–0.6 м/с, откладывается песок; IV – зона дельты и накопления наиболее тонких фракций моласс: уклоны <2%, скорость течения <0.2 м/с, откладываются алеврит, ил.
1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – галечники; 5 – валунники.

Fig. 2. Block diagram showing hydrometric characteristics, erosive capacity and lithofacies model of a river basin (illustrating the general features of the Kuban, Belaya, Pshekha and other rivers of the North Caucasus). The image was created based on (https://commons.m.wikimedia.org/wiki/File:River_scheme.svg) with changes and additions. Compiled using data from the Big Russian Encyclopaedia (<https://bigenc.ru/c/kuban-reka-cb45e6>); *Geologiya SSSR...*, 1968; *Gosudarstvennaya...*, 2004; 2021).

Lithofacies zones: I – molasse provenance zone: slopes up to 49%, stream velocity up to 6 m/s, boulders >50 cm are deposited; II – zone of accumulation of coarse molasse (piedmont depression): slopes up to 12–8%, stream velocity up to 1–1.7 m/s, pebbles and boulders are deposited; III – zone of free meandering and accumulation of fine molasse fractions: slopes up to 4–6%, stream velocity up to 0.3–0.6 m/s, sand is deposited; IV – delta zone and accumulation of the finest molasse fractions: slopes <2%, stream velocity <0.2 m/s, silt and silt are deposited.

1 – clays; 2 – siltstones; 3 – sands; 4 – gravels; 5 – boulders.

перемещать глыбы и валуны до 1 м и более (рис. 2, зона I). При этом все грубые фракции ее аллювия, выносимые на равнину, аккумулируются в относительно узкой полосе Восточно-Кубанского прогиба (рис. 2, зона II), где Кубань проявляет свойства типичной аккумулирующей реки (aggrading river) с разветвленным руслом. Ниже по течению в зону свободного меандрирования в пределах широкопойменной долины (рис. 2, зона III) река выносит лишь песчаную и более тонкие фракции

аллювия. В дельте Кубани (рис. 2, зона IV) аккумулируются преимущественно глинисто-алевритистые отложения. Таким образом, даже столь мощная река способна выносить грубую молассу только к подножью гор. Возможность транспортировки галечного и, тем более, валунного аллювия равнинными реками Предкавказья исключена. Фактор ледового разноса подобных отложений Кубанью и ее крупными притоками тоже исключен, так как в горах реки не замерзают,

а в пределах Азово-Кубанской равнины, где в отдельные зимы происходит ледостав, преобладают рыхлые песчано-глинистые отложения. При этом в статье речь идет об отложениях миоцена и плиоцена, когда на Большом Кавказе и в Предкавказье преобладал тропический и субтропический климат, и замерзание даже равнинных рек было невозможно (Сафронов, 1972; Тесаков, 2021; Трихунков и др., 2024; Lithological..., 2004; Tesakov et al., 2017). Это делает грубообломочный аллювий предкавказских прогибов однозначным индикатором орогенических поднятий, надежным и доступным инструментом для изучения истории горообразования. Датирование галечников-валунников в составе коррелятных отложений предгорных прогибов, изучение их гранулометрии и литологии позволяют исследовать хронологию и динамику развития горной системы, восстановить направления сноса палеорек.

Экспедиционные работы, посвященные исследованию морфотектоники Западного Кавказа, а также стратиграфии, литологии и датированию коррелятных отложений Предкавказского прогиба проводились в течение полевых сезонов 2011–2024 гг. Морфоструктурные и тектоно-стратиграфические исследования выполнены группой ГИН РАН под руководством Я. И. Трихункова при участии Д. М. Бачманова, С. А. Соколова, В. С. Ломова, О. В. Гайдаленко, Е. А. Шалаевой, седиментолога профессора Х. Чилика (Евфратский университет, г. Элязиг, Турция), а также студентов геологического факультета МГУ, географических факультетов МПГУ и СПбГУ.

Биостратиграфические работы проводились группой палеонтологов под руководством А. С. Тесакова (ГИН РАН) и В. В. Титова (ЮНЦ РАН), при участии Е. В. Сыромятниковой (ПИН РАН), А. Н. Симаковой, П. Д. Фролова, П. Б. Ранджана, П. П. Никольской (ГИН РАН), а также вышеуказанных авторов из тектоно-стратиграфической группы. Кроме этого, в разрезах четвертичных отложений Кермек, Игнатенков Куток, Белореченская ГЭС и Белореченский при взаимодействии с В. Е. Щелинским и Е. В. Беляевой (Институт Истории материальной культуры РАН) проводились геоархеологические исследования. Тесное экспедиционное и камеральное взаимодействие данных коллективов авторов позволило изучить 34 разреза неоген-четвертичных отложений (рис. 3), собрать представительные фаунистические (собрана обширная коллекция и выделен новый комплекс плиоценовой фауны), палинологические, палеомагнитные (633 образца) и археологические коллекции и получить массу новых био- и магнито-стратиграфических дат.

Седиментологические исследования позволили изучить гранулометрические характеристики, класс окатанности и качество сортировки обломочного материала, характер контактов слоев, ориентировку галечных осей, ориентировку черепитчатой текстуры в галечниках и валунниках, состав и характер матрикса, степень цементации, русловой палеорельеф. Это позволило уточнить генетические особенности отложений и исследовать направления палеосноса аллювия. На этой основе получены представления об источниках сноса материала и, в частности, выявлен этап вскрытия кристаллического фундамента Западного Кавказа в бассейнах рек Белая и Кубань.

Результаты описанных выше многолетних исследований представлены в работах (Тесаков и др., 2014, 2019, 2021; Трихунков и др., 2018, 2019; Щелинский и др. 2021; Трихунков и др., 2024 а, б; Ломов и др., 2025; Tesakov et al., 2017; Trikhunkov et al., 2021; Trifonov et al., 2024; Çelik et al., 2025). В данной статье обобщены опубликованные ранее данные о строении моласс Западного Предкавказья, представлена корреляция их сводных стратиграфических колонок и этапов развития горной системы, приводятся новые геоморфологические и палеогеографические данные о развитии рельефа и речной сети региона.

3. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

3.1. Морфоструктура региона

Западный Кавказ — часть Большого Кавказа к западу от г. Эльбрус — целиком относится к Азово-Черноморскому бассейну. Эта часть орогена подразделяется диагональной к нему Пшехско-Адлерской зоной глубинных разломов ССЗ простирания на два сегмента — Северо-Западный и собственно Западный Кавказ с разным геолого-геоморфологическим строением и уровнем денудационного среза (рис. 1). В данной зоне изменяются ширина и высота орогена, наблюдаются плановые изгибы продольных структурно-фациальных зон и фациальные различия мезо-кайнозойских отложений. Новейшие исследования определяют Пшехско-Адлерскую зону, разделяющую западные сегменты Большого Кавказа, как правосторонний сбросо-сдвиг, где происходит ступенчатое погружение кристаллического фундамента горной системы на 7–7.5 км от 3200–3300 м (ЗК) до —4000 м (СЗК) (Государственная..., 2004; Тверитинова и др., 2024; Трихунков и др., 2024 а, б).

Западный Кавказ (ЗК) (высшая точка — г. Домбай-Ульген, 4046 м) протягивается между г. Фишт

(2868 м) на западе и г. Эльбрус (5642 м) на востоке¹. Сегмент характеризуется преобладанием средне-высокогорных моноклиальных хребтов в Лабино-Малкинской зоне, высокогорных складчато-глыбовых — в осевой, и средне-высокогорных покровно-складчатых с ЮЗ вергентностью — в Гагро-Джавской зоне южного макросклона. Главный Кавказский хребет, выступающий в роли главного водораздела, непрерывен на протяжении всего Центрального и Западного Кавказа. Западнее Чугушского массива (3238 м) в пределах Пшехско-Адлерской зоны Главный хребет резко на 1 км понижается и теряет водораздельную функцию. Через перевал Колхидские Ворота водораздел переходит на массив Ачишхо (2391 м), относящийся к Южному Боковому хребту (зона Гойтхского антиклинория). Далее в пределах СЗК водораздел многократно мигрирует с одного продольного складчатого хребта на другой.

Северо-Западный Кавказ (СЗК) (высшая точка — г. Амуко, 1918 м) резко отличается развитием инверсионного складчатого рельефа низко-средневысотных синклинальных хребтов и антиклинальных впадин (Трихунков, 2016). Роль осевой зоны и главного водораздела здесь принимает на себя зона Гойтхского антиклинория, однако западнее его погружения в бассейне р. Пскупс водораздел мигрирует в зону южного макросклона (зону Новороссийско-Лазаревского синклинория) и далее неоднократно перестраивается с хребта на хребет. Поперечные Анапско-Джигинская (Хаин, Попков, 2009) и Абрауская (Трихунков и др., 2019) зоны разломов отделяют СЗК от зоны Керченско-Таманского прогиба, где развит по-своему уникальный низменный складчатый рельеф узких антиклинальных гряд и широких синклинальных впадин, находящихся еще на субаквальной стадии развития (лиманное осадконакопление).

Поперечная (диагональная) делимость лежит также и в основе морфотектонического районирования примыкающих к орогену частей Предкавказья. СЗК здесь отвечает Западно-Кубанский прогиб (ЗКП), на поверхности которого развиты низменности: аккумулятивные в северо-западной, и пластово-аккумулятивные — в юго-восточной

частях. Пшехско-Адлерская зона продолжается к северо-западу структурами герцинской консолидации Скифской плиты — Адыгейским выступом (АВ), Каневско-Березанским валом и Тимашевской ступенью, разделяющими ЗКП и Восточно-Кубанский прогибы (ВКП) (Структурная..., 1983; Хаин, Попков, 2009) (рис. 1). В пределах последнего сокращены мощности неоген-четвертичных отложений, и в рельефе ему соответствует Закубанская наклонная пластово-моноклиальная равнина. Далее к востоку расположено Ставропольское моноклиальное плато, отвечающее в рельефе одноименному своду. Эта морфоструктура является продолжением Транскавказского поперечного поднятия.

3.2. Строение чехла неоген-четвертичных отложений Западного Предкавказья

Исходя из предмета данной статьи, рассмотрение элементов осадочного чехла Предкавказья ограничено временем главных орогенических событий Большого Кавказа — породами сарматского яруса миоцена и моложе.

Морские отложения сарматского яруса (12.65—7.4 млн л.), наряду с более древними морскими осадками, трансгрессивно покрывают все перечисленные выше тектонические структуры в составе Предкавказского прогиба (рис. 3). В составе сармата преобладают глины, алевроиты и алевролиты, пески и песчаники, переслоенные мергелями и известняками. В средне- и верхнесарматских карбонатных породах значительна роль органогенных, местами рифовых известняков. Породы датированы многочисленными находками фауны преимущественно мелководных морей (Стратиграфия..., 1986; Государственная..., 2002; 2004; 2021; Корсаков и др., 2013; Тесаков, 2021). Сокращенные мощности данных пород в пределах Адыгейского выступа свидетельствуют о существовании его самого, и соответственно, обрамляющих его разломных зон уже в сарматское время (рис. 3, 4). Также обращает на себя внимание наличие галечных прослоев в составе верхнесарматской блиновской свиты в пределах выступа как одного из первых звеньев грубых моласс Западного Предкавказья.

Отложения мзотиса (7.4—6.1 млн л.) резко различаются между западной и восточной частями региона. В пределах ВКП и Адыгейского выступа морские фации сармата сменяются континентальными озерно-аллювиальными преимущественно песчано-глинистыми отложениями, охарактеризованными находками фауны влажных субтропических лесов, а восточнее — лесостепных стадий (Стратиграфия..., 1986; Тесаков и др., 2014; Tesakov et. al., 2017; Тесаков, 2021). В их базальных частях повсеместно отмечаются слои и пачки

¹ В данной работе мы придерживаемся устоявшегося орографического районирования (Региональная..., 1979). Согласно ему, Западный Кавказ подразделяется на собственно Западный и Северо-Западный (Черноморский) сегменты. Однако следует отметить, что при тектоническом районировании, высокогорную часть Западного Кавказа, расположенную в восточном поднятом крыле Пшехско-Адлерской зоны, где на поверхность выведены породы кристаллического ядра горной системы, Е. Е. Милановский (1968 г.) и В. Г. Трифонов и др. (2020) относят к Центральному Кавказу.

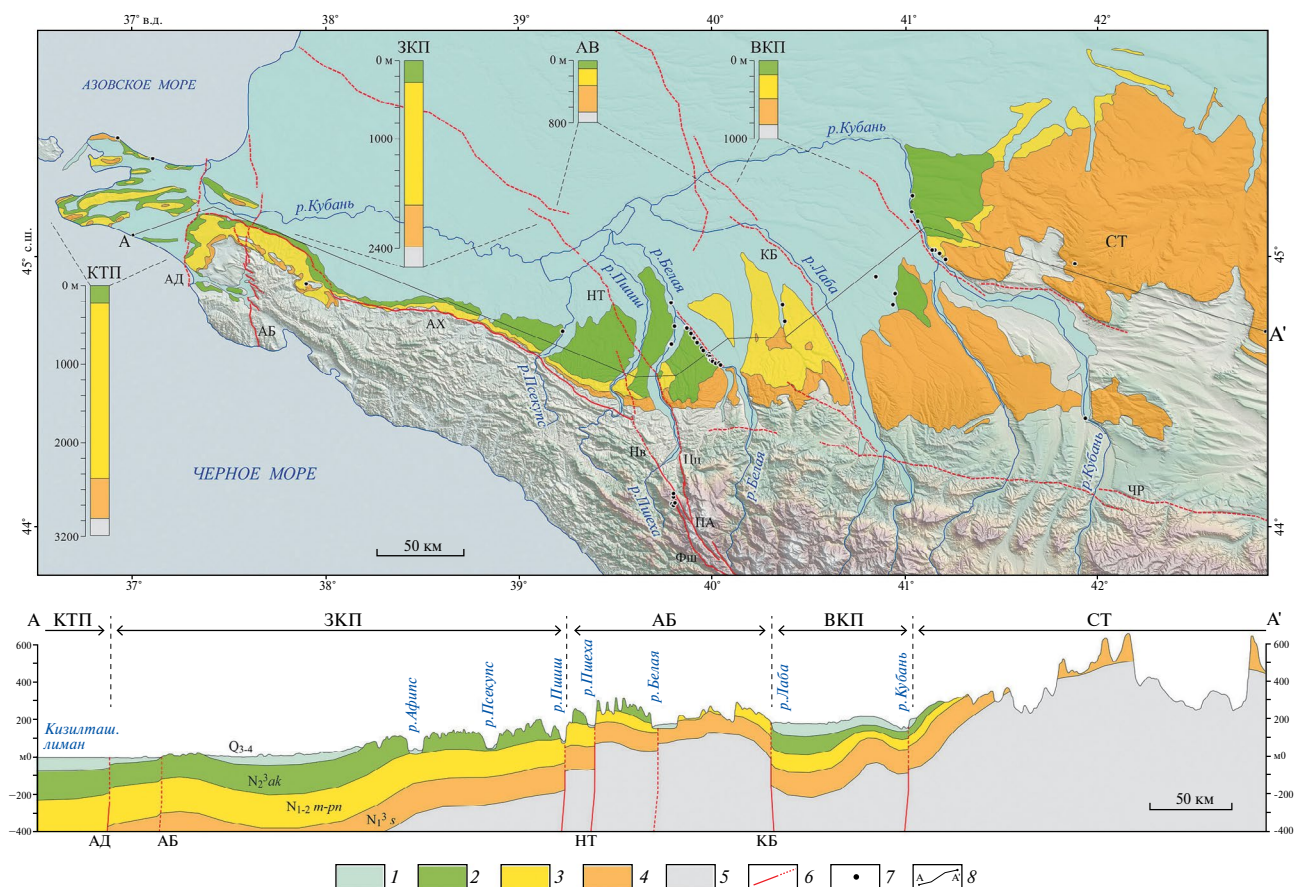


Рис. 3. Геологическая карта плиоцен-четвертичных отложений (со снятым чехлом среднеплейстоценовых отложений) и геологический профиль по линии А–А'. Геологическое содержание, в том числе разломная структура, представлено с использованием данных (Государственная..., 1971, 2004).

Схематические стратиграфические колонки на карте отвечают разрезам плиоцен-четвертичных отложений: КТП – Керченско-Таманского прогиба, ЗКП – Западно-Кубанского прогиба, АВ – Адыгейского выступа, ВКП – Восточно-Кубанского прогиба. Обозначено: СТ – Ставропольский свод.

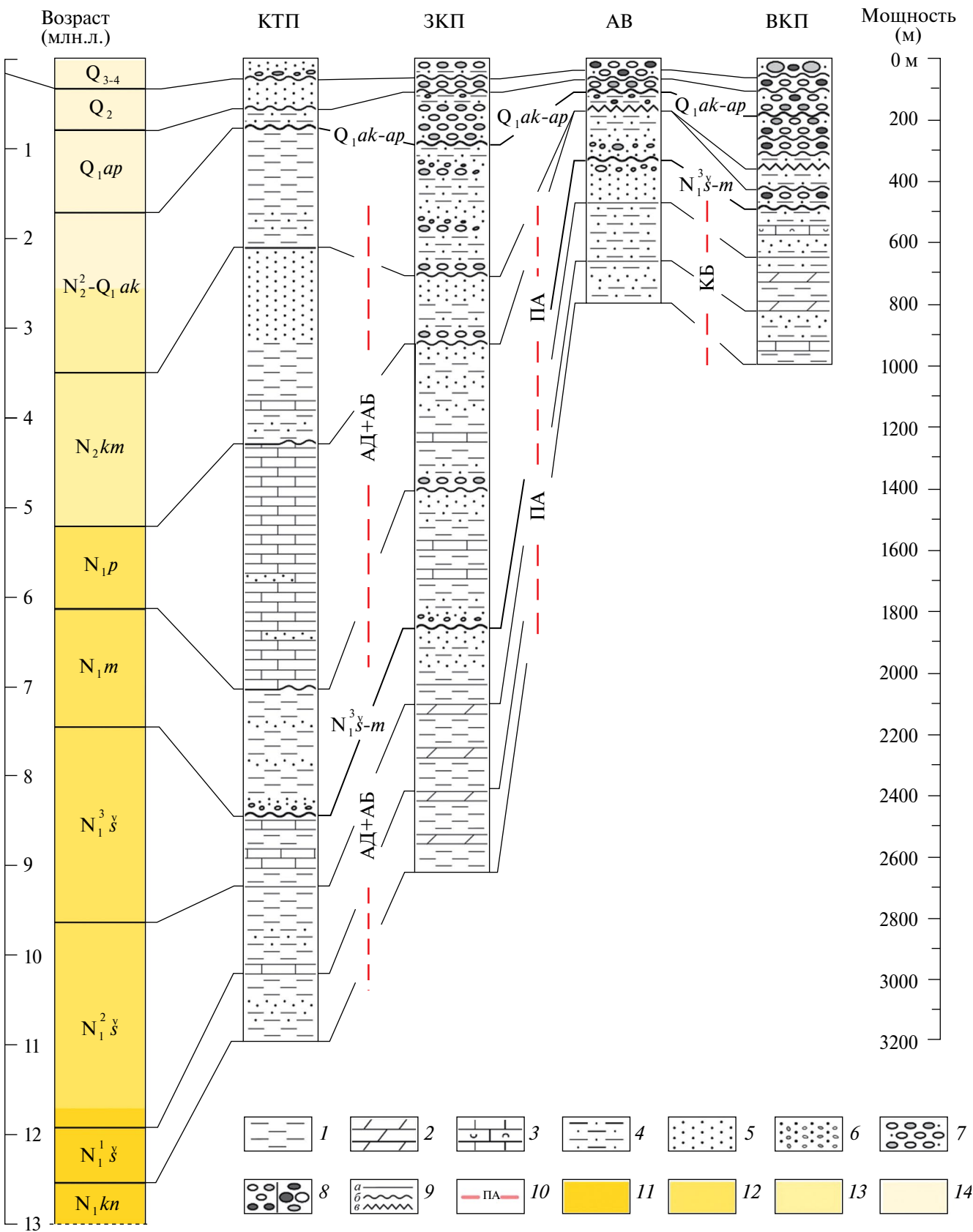
1 – отложения верхнего плейстоцена и голоцена; 2 – плиоцен-четвертичные субконтинентальные и континентальные отложения белореченской свиты и ее аналогов (акчагыл–апшерон); 3 – надсарматские субконтинентальные отложения (мэотис–понт); 4 – краснооктябрьская и блиновская свиты и их аналоги (средний – верхний сармат), а также нижнесарматские отложения; 5 – досарматские отложения; 6 – новейшие разломы, составляющие поперечные (диагональные) к орогену зоны, а также разломы, ограничивающие ороген с севера (новейшие разломные зоны: АД – Анапско-Джигинская, АВ – Абрауская, ПА – Пшехско-Адлерская; новейшие разломы: АХ – Ахтырский, НТ – Новотитаровский, КБ – Каневско-Березанский, ЧР – Черкесский, Фш – Фиштинский, Цц – Цицинский, Нв – Навагинский); 7 – расположение изученных разрезов моласс; 8 – линия геологического профиля.

Fig. 3. Geological map (with removed cover of Middle Pleistocene sediments) and geological cross section along the line A–A'. The geological content, including the fault structure, is presented using data from (Gosudarstvennaya..., 1971, 2004). Schematic stratigraphic columns on the map correspond to the sections: КТП – Kerch-Taman foredeep, ЗКП – West Kuban foredeep, АВ – Adygean Ledge, ВКП – East Kuban foredeep. Marked: СТ – Stavropol uplift.

1 – Upper Pleistocene and Holocene sediments; 2 – Pliocene-Quaternary subcontinental and continental sediments of the Belorechensk Formation and its analogues (Akchaglyan – Apsheronian); 3 – supra-Sarmatian subcontinental sediments (Meotian – Pontian); 4 – Krasnooktyabr'skaya and Blinov Formations and its analogues (Middle – Upper Sarmatian) and Lower Sarmatian sediments; 5 – pre-Sarmatian sediments; 6 – modern fault zones (АД – Anapa-Dzhiginka, АВ – Abrau, ПА – Pshekha-Adler; modern faults: АХ – Akhtyr, НТ – Novotitarovsky, КБ – Kanevsky-Berezansky, ЧР – Cherkes, Фш – Fishtinsky, Цц – Tsitsinsky, Нв – Navaginsky); 7 – location of the studied molasse sections; 8 – line of the geological cross section.

аллювиальных полимиктовых гравелитов и галечных конгломератов с присутствием пород кристаллического ядра Большого Кавказа: гранитоидов, гнейсов, кварцитов, андезитов и др. (Ломов и др.,

2025). В пределах ЗКП и Керченско-Таманского прогиба продолжилось накопление морских глин и песков с прослоями известняков. Однако и в их базальных частях также наблюдаются слои и пачки



гравелитов и олигомиктовых конгломератов из обломков осадочных пород.

Мощные (до 800 м) понтические (6.1–5.2 млн л.) известняки Керченско-Таманского прогиба сменяются песчано-глинистыми породами ЗКП, в основании которых в скважинах описана пачка олигомиктовых галечных конгломератов. Присутствие маломощных понтических песчано-глинистых пород в пределах Адыгейского выступа и ВКП дискуссионно (Белуженко, 2006; Трихунков и др., 2024б).

Песчано-глинистые морские осадки киммерия (5.2–3.4 млн л.) при движении от Керченско-Таманского к Западно-Кубанскому прогибу сокращают мощность от 600 до 200 м и полностью выклиниваются в пределах Адыгейского выступа. Их маломощные континентальные аналоги описаны также в пределах ВКП (Стратиграфия..., 1986; Тесаков и др., 2014).

Морские песчано-глинистые отложения куяльника (3.4–1.9 млн л.) Керченско-Таманского прогиба и ЗКП с мощностями до 400 м, в пределах АВ и ВКП сменяются озерно-аллювиальными осадками мощностью до 80–150 м. В этом же направлении нарастает их грубость: в ЗКП появляются прослои олигомиктовых базальных конгломератов в основаниях циклов куяльнических песчано-глинистых осадков; в пределах АВ преобладают полимиктовые галечные конгломераты с обломками осадочных и кристаллических пород (белореченская свита), а в ВКП в их составе появляются валуны (новокубанская свита). Куяльнические отложения

и их континентальные аналоги указанных свит надежно датированы благодаря находкам коллекций моллюсков (Стратиграфия..., 1986), фауны раннего виллафранка и псекупской фауны в долинах рек Белой, Пшехи, Псекупса (Вангенгейм и др., 1990; Тесаков, 2021; Трихунков и др., 2024б), а также стратиграфической корреляции Е. В. Белуженко (2011).

В апшеронское время (1.9–0.77 млн л.) морское осадконакопление песчано-глинистых отложений происходило лишь в синклинальных впадинах Керченско-Таманского прогиба и наиболее низкой северо-западной части ЗКП. Восточнее в основной части ЗКП накапливались аллювиальные песчано-глинистые и галечные отложения. В пределах АВ развиты полимиктовые галечные конгломераты верхнебелореченской подсвиты (Трихунков и др., 2024б), а в пределах ВКП – полимиктовые галечники-валунники верхов новокубанской свиты. Обе свиты перекрываются пестроцветными глинами, суглинками и супесями темижбекской свиты эолово-делювиального генезиса (Белуженко, 2011).

Отложения неоплейстоцена и голоцена Западного Предкавказья представлены преимущественно галечным (ЗКП) и полимиктовым галечно-валунным аллювием (АВ, ВКП) террас горных рек бассейна Кубани. Эти отложения повсеместно покрыты или переслаиваются лёссовидами (красновато-бурые глины и суглинки с горизонтами погребенных почв). Только в синклинальных впадинах Таманского п-ова, а также в лиманах и плавнях Азово-Кубанской низменности в это время продолжилось морское и лиманно-дельтовое



Рис. 4. Схема корреляции сводных стратиграфических колонок предгорных прогибов Западного Предкавказья. Составлено с использованием данных: Белуженко, Бурова (2000); Государственная..., (2002, 2004); Белуженко (2006); Корсаков и др., 2013; Tesakov et al. (2017, 2021); Трихунков и др. (2019, 2024б).

Тектонические зоны Западного Предкавказья: КТП – Керченско-Таманский прогиб, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, АВ – Адыгейский выступ, ВКП – Восточно-Кубанский прогиб.

1 – глины; 2 – мергели; 3 – известняки (в том числе рифогенные); 4 – алевроиты; 5 – пески; 6 – гравий и мелкая галька; 7 – галечники олигомиктовые; 8 – галечники и валунники полимиктовые; 9 – стратиграфические границы (а – согласные, б – эрозионное несогласие, в – угловое несогласие); 10 – флексуно-разломные зоны (АД – Анапско-Джигинская, АВ – Абрауская, ПА – Пшехско-Адлерская, КБ – Каневско-Березанская); 11–14 – *отделы и подотделы неогена–квартера:* 11 – средний миоцен; 12 – поздний миоцен; 13 – плиоцен; 14 – плейстоцен и голоцен. *Индексы возраста отложений:* N₁ kn – конкский ярус, N₁ s – сарматский ярус, N₁ m – меэотический ярус, N₁ p – понтический ярус, N₂ km – киммерийский ярус, N₂-Q₁ ak – акчагыльский ярус, Q₁ ap – апшеронский ярус, Q₂₋₄ – средний плейстоцен–голоцен.

Fig. 4. Correlation scheme of composite molasse sections of foredeeps of the Western Ciscaucasia region. Compiled using data from: Beluzhenko and Burova (2000); Gosudarstvennaya..., (2002, 2004); Beluzhenko (2006); Tesakov et al. (2017, 2021); Trikhunkov et al. (2024b).

Tectonic zones of the Western Ciscaucasia: КТП – Kerch-Taman foredeep, ЗКП – Western Kuban foredeep, АВ – Adygean Ledge, ВКП – Eastern Kuban foredeep.

1 – clays; 2 – marls; 3 – limestones (including reefogenic); 4 – siltstones; 5 – sands; 6 – gravels and small pebbles; 7 – oligomictic pebbles; 8 – polymictic pebbles and boulders; 9 – stratigraphic boundaries (a – conformable, б – erosional unconformity, в – angular unconformity); 10 – flexural-fracture zones: АД – Anapa-Dzhiginka; АВ – Abrau; ПА – Pshekha-Adler; КБ – Kanevsky-Berezansky; 11–14 – *Neogene–Quaternary divisions and subdivisions:* 11 – Middle Miocene, 12 – Late Miocene, 13 – Pliocene, 14 – Pleistocene and Holocene. *Age indices of sediments:* N₁ kn – Konkian stage, N₁ s – Sarmatian stage, N₁ m – Maeotian stage, N₁ p – Pontian stage, N₂ km – Cimmerian stage, N₂-Q₁ ak – Akchagyl stage, Q₁ ap – Absheronian stage, Q₂₋₄ – Middle Pleistocene–Holocene.

осадконакопление преимущественно тонкого песчано-глинистого материала.

Таким образом, в строении чехла неоген-четвертичных отложений Западного Предкавказья отчетливо прослеживается тенденция к смене морского режима осадконакопления аллювиальным. Процесс накопления грубых моласс начался в восточной части территории в пределах ВКП и АВ на рубеже сармата—мэотиса и последовательно проградировал к западу. Вовлечение ЗКП в данный процесс произошло только в четвертичное время за счет относительно слабых поднятий Северо-Западного Кавказа, где по сей день преобладают низгорья.

4. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И РЕЧНОЙ СЕТИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

4.1. Древняя речная сеть Западного Кавказа и Предкавказья

Этапы новейшей эволюции Западного Кавказа и Предкавказья отразились в строении речной сети. Известняковые плато, входящие в состав Скалистого и Пастбищного хребтов Западного Кавказа (Лабино-Малкинская зона), — наиболее информативные территории для изучения палеорельефа по причине чрезвычайно сильного развития карста. В связи с поглощением поверхностного стока и бронирующими свойствами верхнеюрских и меловых карбонатных пород (известняков, доломитов, карбонатных песчаников и др.) здесь сохранились законсервированные элементы древней речной сети. На цифровых моделях рельефа они также отчетливо видны и в пределах Закубанской наклонной равнины. Здесь они выработаны в морских и озерно-аллювиальных преимущественно песчано-глинистых отложениях верхнего миоцена—плиоцена.

Важнейшим индикатором режима развития территории и древней речной сети являются следы врезанных излучин палеорек. Ограниченное меандрирование, признаки которого выявлены в палеодолинах региона, характерно для равнинных рек с извилистым руслом и углами разворота до 120°. Его развитие, вероятно, было обусловлено преобладанием устойчивых к размыву скальных пород структурной поверхности Лабино-Малкинской зоны. В пределах Закубанской наклонной равнины сохранились следы широких древних речных долин, склоны которых не ограничивали боковую эрозию и свободное развитие плановых деформаций излучин (рис. 2в).

Ярким примером является палеодолина р. Тегинь, в верховьях которой на поверхности безымянного известнякового плато в междуречье Бол.

Лабы и Урупа ныне развита слепая долина — балка Сухая. Висячие долины двух ее истоков обрываются на уступе куэсты Скалистого хребта (урочище Бандитское). В поверхность плато, сложенного массивными верхнеюрскими известняками, врезаны прежде ограниченные, а также частично вынужденные меандры истоков палеодолины р. Тегинь (рис. 5б). В 4 км ниже по течению балка оканчивается в системе карстовых полостей в 2 км к ЮЗ от пос. Тегинь. Ниже, в зоне развития слоистых терригенных песчано-глинистых и карбонатных пород нижнего мела, развита современная долина р. Тегинь, оторванная от своего древнего истока. Палеодолина и частично наследующая ее современная долина р. Тегинь простираются по азимуту ~35–45°СВ, в то время как окрестные элементы более молодой эрозионной сети ориентированы на ССЗ (~345–355°).

Сходная картина наблюдается и в северной части известнякового плато Лагонаки на стыке высокогорного ЗК и низкогорного СЗК. Здесь сохранилась палеодолина р. Курджипс, разбитая хребтами Мессо, Лагонакским и Гуама на несколько участков, унаследованных верховьями рек Пшеха, Цице и Курджипс. Хребты заложены в поднятых крыльях Фиштинского, Навагинского и Цицинского разломов из состава Пшехско-Адлерской зоны, разграничивающей ЗК и СЗК (рис. 1, 6). В связи с воздыманием крыльев данных разломов вкрест течения палео-Курджипса, река во времена ее существования, формировала antecedentные участки долины, следы которых мы и видим в современном рельефе плато.

Долина палео-Курджипса впервые описана в работе (Ломизе, Хаин, 1965). Она берет начало на Главном Кавказском хребте и, что характерно, аналогично Сухой балке, простирается по азимуту ~40–50° в то время, как окрестные элементы более молодой эрозионной сети ориентированы на ССЗ (~330–350°) (рис. 5а). В верховьях палеодолины вскрыт крайний западный выход палеозойского кристаллического ядра орогена. Этот участок перехвачен ныне истоками р. Пшеха, ориентированными вдоль простираения Тугупсинского разлома. Фрагмент палеодолины, сохранившийся на перевале Черногорский, был оторван от истока, а также и от среднего течения долины палео-Курджипса и поднят при формировании Черногорского горста, ограниченного Тугупсинским и Навагинским сбросо-сдвигами из состава Пшехско-Адлерской зоны (рис. 6).

Над днищем палеодолины на Черногорском перевале на одном гипсометрическом уровне ~1200 м на обоих бортах отчетливо выражены террасы палео-Курджипса. Они сложены хорошо

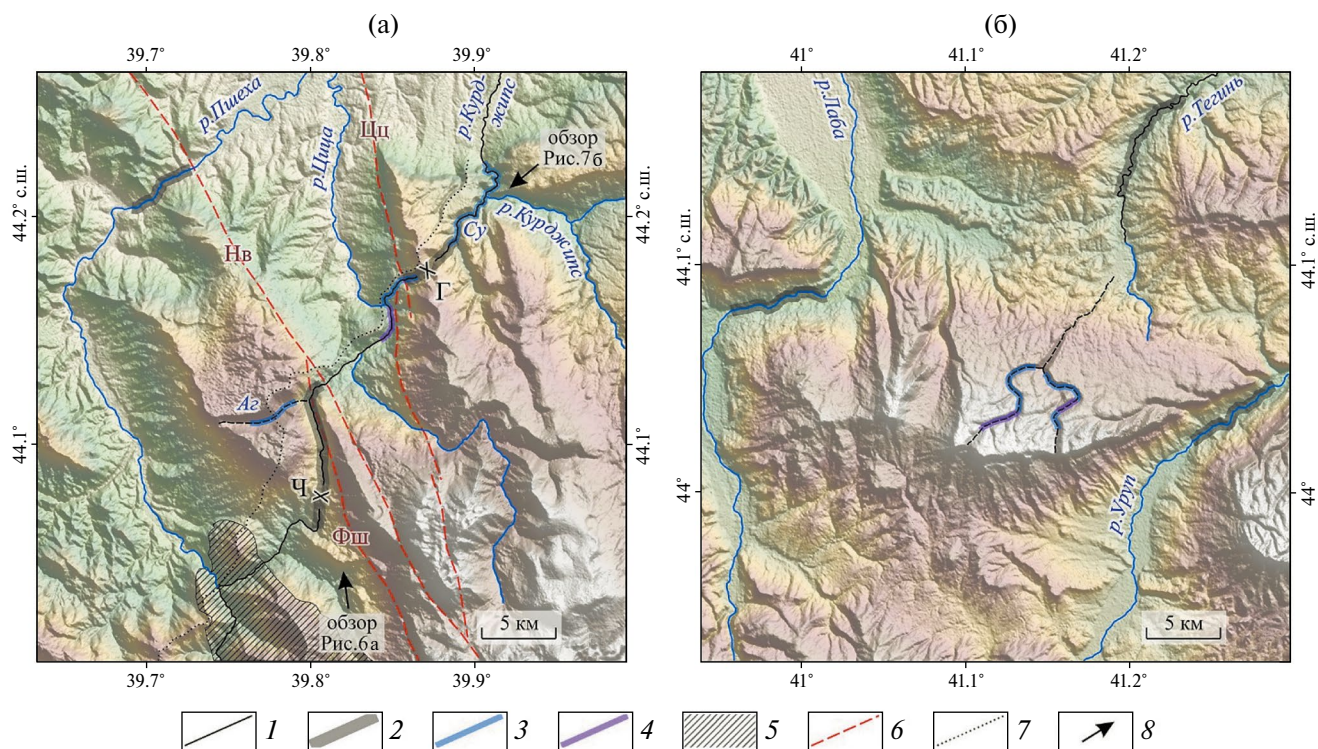


Рис. 5. Участки древней речной сети с признаками ограниченного или частично вынужденного меандрирования на плато Лагонаки (а) и на Скалистом хребте (б). Местоположение фрагментов (а) и (б) обозначено контурами на рис. 9. Разломная структура представлена с использованием данных (Государственная..., 1971, 2004).

Буквами обозначены перевалы: Ч – Черногорский, Г – Гастелло; разломы: Фш – Фиштинский, Цц – Цицинский, Нв – Навагинский; водотоки: Аг – Агулова балка, Су – Сухая Балка.

1 – участки современных постоянных (сплошная линия) и временных (пунктир) водотоков, соответствующие древним долинам рек палео-Курджипс (а) и палео-Тегинь (б); 2 – антецедентные участки долин, представленные на рис. 9; 3 – участки палеодолин с признаками ограниченного меандрирования; 4 – участки палеодолин с признаками частично вынужденного меандрирования; 5 – область выходов кристаллического фундамента; 6 – новейшие разломы, представленные на рис. 6а; 7 – местоположение профиля вдоль западного борта палеодолины, представленного на рис. 6б; 8 – направления обзора, выбранные при создании изображений, представленных на рис. 6а и рис. 7б.

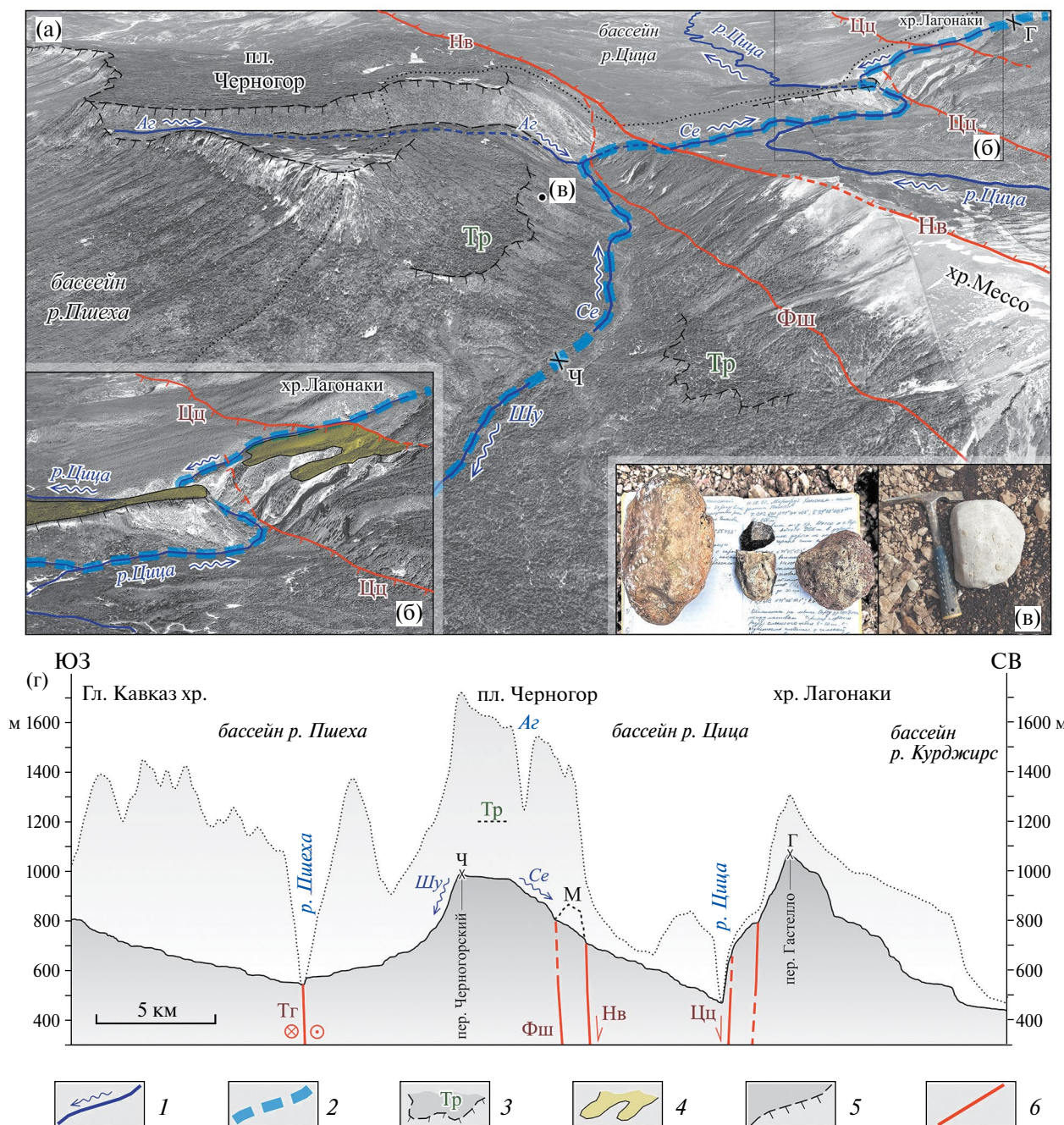
Fig. 5. Fragments of the ancient river network with signs of free or partially free meandering on the Lago-Naki Plateau (a) and on the Skalisty (Rocky) Range (б). The location of fragments (a) and (б) is indicated by contours in fig. 9. The fault structure is presented using data (Gosudarstvennaya..., 1971, 2004).

The letters indicate the passes: Ч – Chernogorsky, Г – Gastello; faults: Фш – Fishtinsky, Цц – Tsitsinsky, Нв – Navaginsky; watercourses: Аг – Agulova Balka, Су – Sukhaya Balka.

1 – the fragments of the modern permanent (solid line) and temporary (dashed line) watercourses corresponding to the ancient valleys of the paleo-Kurdzhips (a) and paleo-Tegin' (б) rivers; 2 – the antecedent fragments of the valleys shown in fig. 9; 3 – the fragments of the paleovalleys with signs of limited meandering; 4 – the fragments of the paleovalleys with signs of partially forced meandering; 5 – the area of the crystalline basement outcrops; 6 – the modern faults shown in fig. 6a; 7 – location of the profile along the western side of the paleovalley shown in fig. 6b; 8 – viewing directions selected when creating the images shown in fig. 6a and fig. 7b.

стратифицированным преимущественно неокатаным обломочным материалом (известняковый коллювий) без матрикса, сцементированным травертином до состояния брекчии. Для разреза характерны параллельная слоистость и выдержанность слоев по мощности, что свидетельствует об их отложении в близгоризонтальной плоскости (рис. 7). Это исключает сугубо коллювиальный тип осадконакопления и характерно для озерной или речной седиментаций. Речная сортировка

материала подтверждается находками в разрезах террас редкой гальки и валунчиков 2–3 класса окатанности (рис. 6б, 7а). Изучение галечного материала в прозрачных шлифах, а также данные М. Г. Ломизе и В. Е. Хаина (1965) показывают его полимиктовый состав с участием пород как осадочного чехла, так и кристаллического ядра орогена: известняки (мергелистые, органогенные, обломочные) песчаники, аргиллиты; гранитоиды, габброиды, кварц, кристаллические сланцы.



Мы полагаем, что коллювий, слагающий террасы, осыпался в antecedentную долину с закладывавшихся хребта Мессо и плато Черногор при сейсмогенных подвижках по Фиштинскому или Навагинскому разломам (рис. 5а, 6а, г). Здесь он сортировался рекой, пытавшейся пробиться сквозь осыпи и в паводки заносившей сюда гальку и валуны. Степень окатанности и полимиктовый состав галечного аллювия в чехле эрозионных или цокольных террас свидетельствуют о его переносе из сравнительно удаленного источника в осевой зоне орогена, где палео-Курджипс размывал породы

крайнего западного выхода кристаллического фундамента Западного Кавказа (рис. 5а). Река окончательно прекратила использовать свою древнюю долину вследствие некомпенсированного эрозией ускорения роста хребтов на орогенном этапе развития региона. В связи с этим мы предполагаем, что отложения были деформированы в поднятом крыле Фиштинского разлома (рис. 6, 7).

Здесь же на плато Черногор представлен фрагмент долины притока палео-Курджипса — Агулова балка. Она сходна по своему строению с долинами истоков балки Сухая, описанной выше (рис. 5а, б),

Рис. 6. Геоморфологические особенности юго-западной части долины палео-Курджипса: (а) — панорамный вид на долину палео-Курджипса между пл. Черногор и хр. Мессо; (б) — панорамный вид на врезанные меандры и фрагменты миоценовой поверхности выравнивания (Карта..., 1971), наклоненной на восточном борту Цицинской грабенообразной впадины; (в) — фото окатанной гальки из склоновых отложений под террасовидной поверхностью на борту предполагаемой долины палео-Курджипса на пер. Черногорском; слева направо представлены окатанные обломки: органогенного известняка, долерита, гранита, мергелистого известняка; (г) — продольный структурно-геоморфологический профиль, показывающий современное положение тальвега долины палео-Курджипса; точечной линией показан профиль вдоль западного борта палеодолины, его местоположение показано на фрагменте (а) также черной точечной линией. *Буквами обозначены реки:* Шу — Первый Шумик (стекает в бассейн р. Пшеха), Се — Серебрячка (стекает в бассейн р. Цица), Аг — Агулова балка; разломы: Фш — Фиштинский, Цц — Цицинский, Нв — Навагинский, Тг — Тугупсинский, Тр — террасовидные поверхности на бортах долины палео-Курджипса; М — хребет Мессо; перевалы: Ч — Черногорский, Г — Гастелло.

1 — реки и направление их стока; 2 — предполагаемый тальвег долины палео-Курджипса; 3 — террасовидные поверхности на бортах долины палео-Курджипса; 4 — фрагменты миоценовой поверхности выравнивания; 5 — бровки уступов рельефа; 6 — разломы.

Fig. 6. Geomorphological features of the southwestern part of the paleo-Kurdzhips valley: (a) — panoramic view of the paleo-Kurdzhips valley between Chernogor plateau and Messo ridge; (б) — panoramic view of incised meanders and fragments of the Miocene planation surface (Map..., 1971), inclined on the eastern side of the Tsitsinskaya graben-like depression; (в) — photo of rounded pebbles from slope deposits under the terrace-like surface on the side of the supposed paleo-Kurdzhips valley on Chernogor pass; from left to right are presented rounded fragments of: organogenic limestone, dolerite, granite, marly limestone; (г) — longitudinal structural-geomorphological profile showing the modern position of the thalweg of the paleo-Kurdzhips valley; The dotted line shows the profile along the western edge of the paleovalley, its location is shown in fragment (a) also by a black dotted line. *The letters indicate the following rivers:* Шу — First Shumik (flows west into the basin of the Pshekha River), Се — Serebryachka (flows east into the basin of the Tsitsa River), Аг — Agulova gorge; faults: Фш — Fishtinsky, Цц — Tsitsinsky, Нв — Navaginsky, Тг — Tugupsinsky, Тр — terraced surfaces on the paleo-Kurdzhips valleys slopes; М — Messo ridge; passes: Ч — Chernogor, Г — Gastello.

1 — rivers and the direction of their flow; 2 — the assumed talweg of the paleo-Kurdzhips valley; 3 — terraced surfaces on the sides of the paleo-Kurdzhips valley; 4 — fragments of the Miocene planation surface; 5 — the edges of landforms; 6 — faults.

и носит явные признаки ограниченного меандрирования. Ее исток также располагался на СВ склоне Главного Водораздельного хребта (рис. 8). Рассматриваемый фрагмент был оторван от истока и устья и поднят в виде висячей долины при формировании Черногорского горста аналогично фрагменту основной долины палео-Курджипса. Следует отметить, что уровень вреза Агуловой балки совпадает с высотами палеотеррас на пер. Черногорский и составляет 1220—1240 м (рис. 6).

После слияния с Агуловой балкой палеодолина Курджипса пересекает Цицинскую впадину. Структура впадины в плане представляет собой треугольный грабен, раскрывающийся на ССЗ и ограниченный диагональными друг к другу Навагинским и Цицинским сбросо-сдвигами из состава Пшехско-Адлерской зоны (Трихунков и др., 2024а) (рис. 3, 5, 6). В пределах впадины также сохранились фрагменты древних речных террас и врезанные меандры на наклонных структурных склонах. Их врезание могло происходить только в близгоризонтальном положении структурной поверхности (рис. 6а, б). По мере роста Черногорского горста впадина была перекошена к западу (рис. 6г). Данный фрагмент долины палео-Курджипса перехвачен ныне р. Цица, ориентированной вдоль простирания одноименного разлома.

Врезанные меандры продолжения долины палео-Курджипса также сохранились на структурном

склоне Лагонакского хребта. На перевале Гастелло между вершинами Матазык (1329 м) и Разрытая (1514 м) антецедентный в прошлом участок долины врезан на ~300 м в слабонаклоненную вершинную поверхность хребта. Северо-восточнее на выходе из данного участка врез опирается на поверхность выравнивания плато Лагонаки (Милановский, 1968), на которой заложена серия ограниченных в прошлом излучин, ныне врезанных в плато в виде Сухой балки и Гуамского ущелья (рис. 76).

Еще одним ярким примером является долина палео-Пшехи (Аз 39—49°), которая развивалась северо-западнее параллельно долине палео-Курджипса. Ее исток также располагался на первичном водораздельном хребте СЗК и сейчас, вероятно, унаследован р. Гогопсе. Новейшая блоковая тектоника Пшехско-Адлерской зоны привела к тому, что верховья палео-Пшехи, как и палео-Курджипса, оказались в опущенном крыле Тугупсинского разлома (отвечает СЗК), диагонального по отношению к осевой зоне горной системы (рис. 8). Восходящие движения в поднятом ныне крыле разлома на фоне общего поднятия ЗК привели в итоге к перехвату верховий палео-Курджипса верховьями Пшехи (рр. Шумик, Пшехашха и др.).

Далее палео-Пшеха, подобно Агуловой балке, пересекала зону Черногорского горста, менее поднятого в его северной части. По мере его

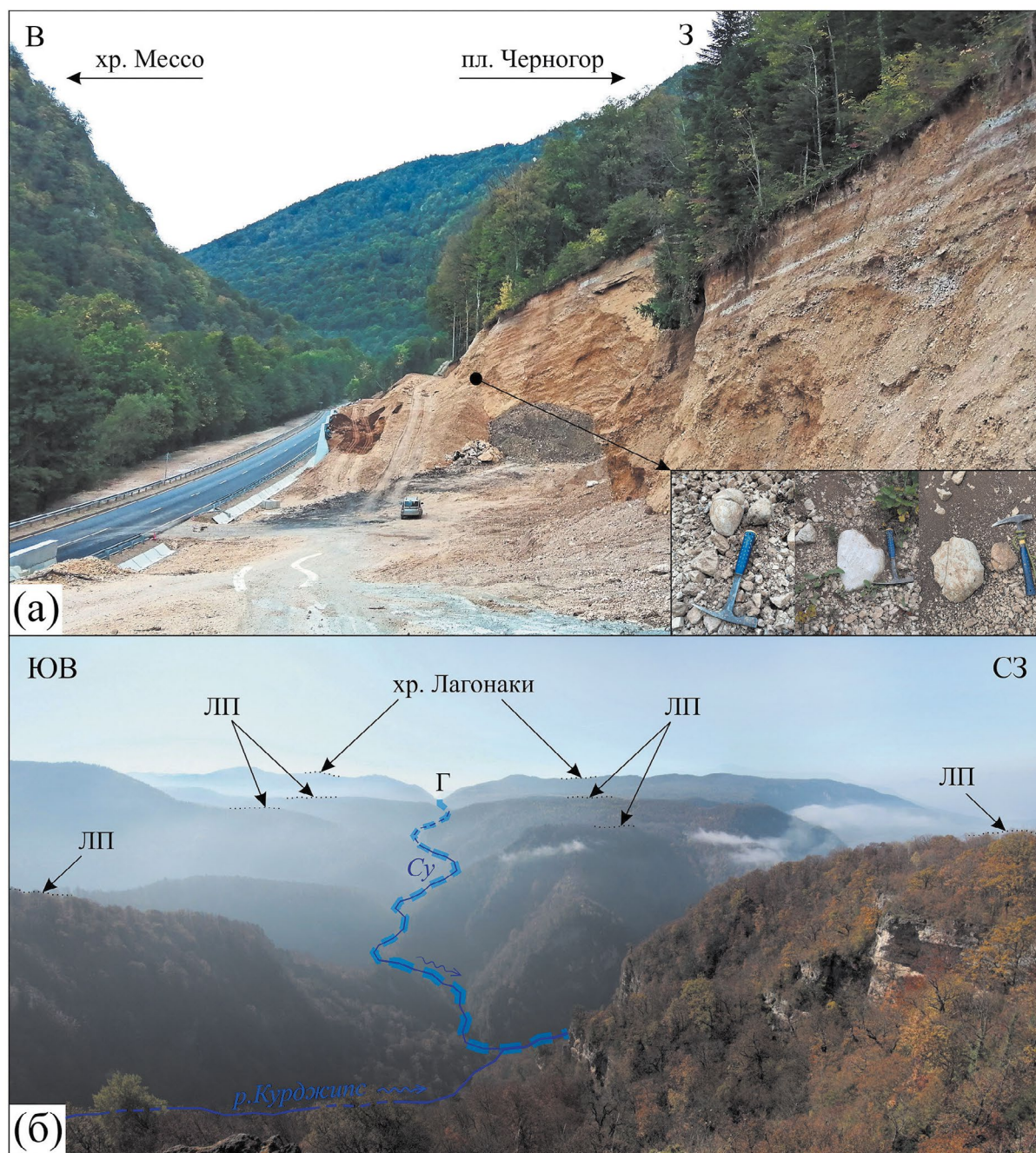


Рис. 7. Геоморфологические особенности юго-западной (а) и северо-восточной (б) частей долины палео-Курджипса. (а) — вид на обнажение слоистых аллювиально-коллювиальных отложений под террасовидной поверхностью на борту долины палео-Курджипса на пер. Черногорском (местоположение отмечено точкой (в) на рис. 6); на врезке — фото окатанных обломков органогенных и мергелистых известняков из разреза этих отложений); (б) — панорамный вид с северо-востока на долину палео-Курджипса в пределах плато-Лагонаки. Голубой пунктирной полосой обозначен предполагаемый тальвег долины палео-Курджипса. Буквами обозначены: ЛП — останцы поверхности выравнивания на плато Лагонаки; Г — перевал Гастелло, представляет собой глубокий antecedentный врез долины палео-Курджипса в вершинную поверхность хребта Лагонаки; Су — река Сухая Балка.

Fig. 7. Geomorphological features of the southwestern (a) and northeastern (b) parts of the paleo-Kurdzhips valley. (a) — view of the outcrop of layered alluvial-colluvial deposits beneath the terrace-like surface on the flank of the paleo-Kurdzhips valley on Chernogor Pass (location is marked by point (b) in fig. 6); inset — photo of rounded fragments of organogenic and marly limestones from a section of these deposits); (b) — panoramic view from the northeast onto the paleo-Kurdzhips valley within the Lagonaki Plateau. The blue dotted line indicates the putative thalweg of the paleo-Kurdzhips valley. Letters indicate: ЛП — remnants of the planation surface on the Lagonaki Plateau; Г — Gastello Pass, is a deep antecedent incision of the paleo-Kurdzhips valley into the summit surface of the Lagonaki ridge; Су — Sukhaya Balka River.

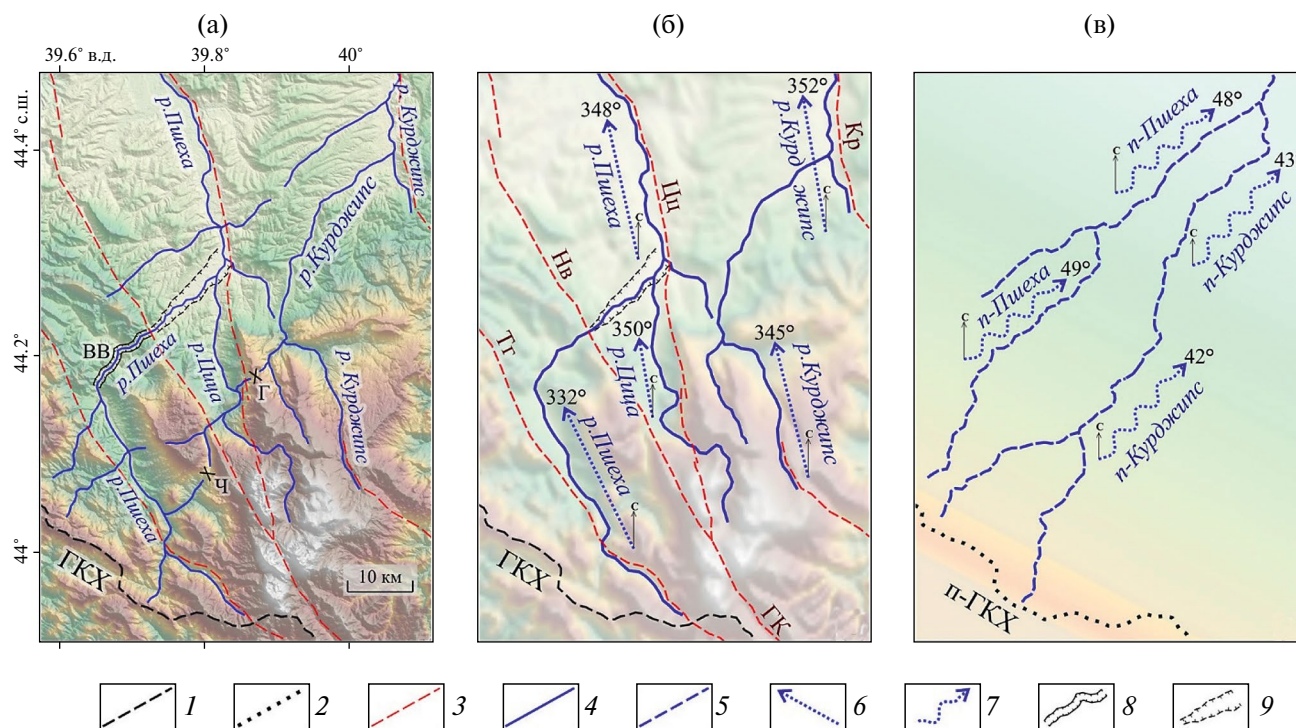
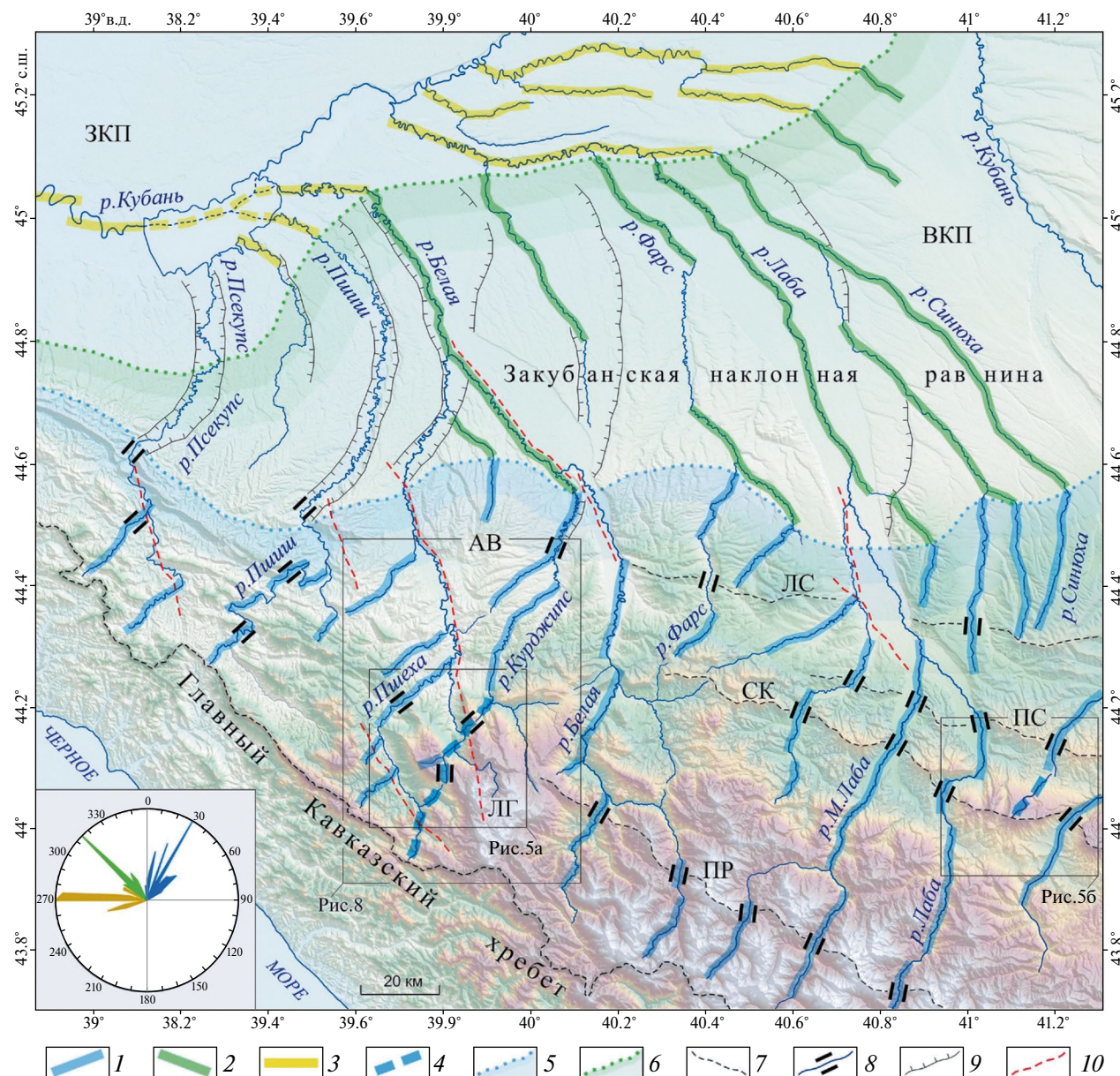


Рис. 8. Схема изменения направления речного стока северного склона Западного Кавказа в районе Пшехско-Адлерской зоны нарушений: (а) – современный рельеф и современная конфигурация водотоков; (б) – основные элементы гидросети, характерные для позднеорогенной стадии – долинные водотоки, текущие в ССЗ направлении вдоль линейных депрессий, обусловленных движениями по разломам; (в) – предполагаемые элементы гидросети на раннеорогенной стадии – блуждающие водотоки, текущие в СВ направлении по равнинной поверхности с зарождающегося Главного Кавказского хребта. Фрагменты (б) и (в) имеют такие же масштаб и координаты, как и фрагмент (а). Местоположение рис. 8а обозначено контуром на рис. 9. Буквами обозначены: ГКХ – линия современного Главного Кавказского хребта; перевалы: Ч – Черногогорский, Г – Гастелло; ВВ – антецедентное ущелье Волчьих Ворот; разломы: ГК – Главный Кавказский, Тг – Тугупсинский, Нв – Навагинский, Цц – Цицинский, Кр – Курджипский. 1 – современное расположение водораздела Главного Кавказского хребта; 2 – примерное расположение осевой части Главного Кавказского хребта (поднятия) на начальной стадии его формирования (п-ГКХ); 3 – новейшие разломы; 4 – современное расположение водотоков бассейна р. Пшеха и р. Курджипс; 5 – расположение водотоков бассейнов р. палео-Пшеха (п-Пшеха) и р. палео-Курджипс (п-Курджипс); 6 – современные направления стока (долины с ограниченным меандрированием); 7 – палео-направления стока (палеодолины с частично свободным или ограниченным меандрированием); 8 – антецедентный участок долины р. Пшеха; 9 – расширенный (субсидентный) участок долины р. Пшеха.

Fig. 8. Scheme of change in the direction of river flow on the northern slope of the Western Caucasus in the area of the Pshekha-Adler fault zone: (a) – modern relief and modern configuration of watercourses; (б) – main elements of the hydrographic network characteristic of the late orogenic stage – valley watercourses flowing in the NNW direction along linear depressions caused by movements along faults; (в) – supposed elements of the hydrographic network at the early orogenic stage – wandering watercourses flowing in the NE direction along a flat surface from the emerging Main Caucasus Range. Fragments (б) and (в) have the same scale and coordinates as fragment (a). The location of fig. 8a is indicated by the contour in fig. 9. The letters indicate: ГКХ – the line of the modern Main Caucasus Range; passes: Ч – Chernogor, Г – Gastello; ВВ – the antecedent gorge Wolf Gate; faults: ГК – Main Caucasian, Тг – Tugupsinsky, Нв – Navaginsky, Цц – Tsitsinsky, Кр – Kurdzhipsky. 1 – the modern location of the watershed of the Main Caucasus Range; 2 – the approximate location of the axial part of the Main Caucasus Range (uplift) at the initial stage of its formation (п-ГКХ); 3 – the most recent faults; 4 – the modern location of the watercourses of the Pshekha River and Kurdzhips River basins; 5 – the location of the watercourses of the paleo-Pshekha (п-Пшеха) and paleo-Kurdzhips (п-Курджипс) basins; 6 – modern flow directions (valleys with limited meandering); 7 – paleo-flow directions (paleovalleys with partially free or limited meandering); 8 – antecedent section of the Pshekha River valley; 9 – widened (subsident) section of the Pshekha River valley.

воздымания здесь сформировалось антецедентное ущелье Волчьих Ворот, где Пшеха течет и поныне. При пересечении Цицинской впадины сегмент долины палео-Пшехи, напротив, испытал

погружение за счет развития Цицинского грабена. Это выразилось в формировании здесь аномально расширенного субсидентного участка долины с широкой поймой и серией вложенных



аккумулятивных террас, борта которого показаны на рис. 8а, б. На выходе из Цицинского грабена на участке между станицами Самурская и Вперед современная долина Пшехи заложена вдоль простиранья Цицинского разлома.

Еще далее к СВ палеодолину Пшехи маркируют глубокие линейные балки, расходящиеся под углом 180° с плоского современного междуречья Пшехи и Курджипса между станицами Безводная и Курджипская (рис. 8а). В районе последней палео-Пшеха и палео-Курджипс сливались.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее древняя речная сеть северного склона ЗК и СЗК была ориентирована в СВ направлении. Многочисленные antecedentные фрагменты

долин рек Псекупс, Пшиш, Белая, Фарс, Лаба, Синюха, Аксаут, Теберда, Кубань в верхнем течении направлены по азимуту в диапазоне 12–50°. При этом наиболее часто повторяются фрагменты с направлениями в диапазоне 40–50°, сходными с описанными выше палеодолинами (рис. 9).

Анализ коррелятных отложений показывает, что в позднем сармате описанная речная сеть уже существовала. Об этом свидетельствуют аллювиальные, преимущественно песчаные отложения нижней, сарматской части гавердовской свиты (Трихунков и др., 2024б; Ломов и др., 2025; Tesakov et al., 2017). Заложение древней речной сети, вероятно, происходило в среднем–позднем, а согласно И. Н. Сафронову (1972), и в раннем миоцене на

Рис. 9. Карта преобладающих направлений речного стока в пределах северного склона и предгорий Западного Кавказа. Буквами обозначены: ЗКП — Западно-Кубанский прогиб, ВКП — Восточно-Кубанский прогиб, АВ — Адыгейский выступ; хребты: ПР — Передовой, СК — Скалистый, ПС — Пастбищный, ЛС — Лесистый; ЛГ — плато Лагонаки. На врезке — роза-диаграмма направлений и протяженности участков речных долин, заложившихся на разных этапах развития речной сети (цвет лепестков диаграммы соответствует цвету условных обозначений 1–3 в легенде). 1 — участки долин СВ направления, заложившиеся на раннеорогенном этапе, поперечные Главному Кавказскому хребту и характерные для горной области; 2 — участки долин СЗ направления, сформированные на позднеорогенном этапе, ориентированные в сторону восточных частей Западно- и Восточно-Кубанского прогибов и характерные для предгорий и предгорной низменности; 3 — участки долин широтного простирания, ориентированные в сторону современного устья р. Кубань; 4 — предполагаемая долина палео-Курджи́пса, перехваченная впоследствии водотоками современного бассейна р. Пше́ха; 5 — предполагаемое расположение береговой линии на раннеорогенном этапе; 6 — предполагаемое расположение береговой линии на позднеорогенном этапе; 7 — водораздельные линии хребтов; 8 — современные antecedentные участки долин, заложившихся на раннеорогенном этапе; 9 — борта долин, заложившихся во второй половине раннеорогенного этапа в предгорной области; 10 — новейшие разломы, контролирующие ориентацию некоторых участков долин.

Fig. 9. Map of the predominant river flow directions within the northern slope and foothills of the Western Caucasus. The letters indicate: ЗКП — West Kuban foredeep, ВКП — East Kuban foredeep, АВ — Adygean ledge; ridges: ПР — Front Range, СК — Rocky Range, ПС — Pasture Range, ЛС — Forest Range; ЛГ — Lagonaki plateau. The inset shows a rose diagram of the directions and length of river valley sections that formed at different stages of the river network's development (the color of the diagram petals corresponds to the color of symbols 1–3 in the legend).

1 — sections of NE-trending valleys that formed at the early orogenic stage, transverse to the Main Caucasus Range and characteristic of the mountainous region; 2 — sections of NW-trending valleys that formed at the late orogenic stage, oriented toward the eastern part of the West Kuban Foredeep and characteristic of the foothills and foothill lowland; 3 — sections of latitudinal-trending valleys oriented toward the modern mouth of the Kuban River; 4 — supposed valley of the paleo-Kurdzhips, subsequently intercepted by watercourses of the modern Pshekh River basin; 5 — supposed location of the coastline at the early orogenic stage; 6 — supposed location of the coastline at the late orogenic stage; 7 — watershed lines of ridges; 8 — modern antecedent sections of valleys that formed at the early orogenic stage; 9 — sides of valleys that formed at the second part of the early orogenic stage in the foothill region; 10 — recent faults that control the orientation of some sections of valleys.

доорогенном (равнинном) этапе развития территории. Реки тогда текли на СВ перпендикулярно первичному главному водоразделу той эпохи — будущему Главному Кавказскому хребту. Судя по врезанным ныне излучинам, реки характеризовались ограниченным или частично свободным меандрированием. Они не встречали на пути существенных поднятий, способных вызывать их коленчатые изгибы или способствовать долинным перехватам, типичным для кавказских долин, закладывавшихся на орогенной стадии развития.

Такие долины могли быть заложены только в условиях равнинного рельефа при наличии первичного низкогогорного водораздельного хребта в их истоках и существовании принимающего бассейна (озера или моря), выступавшего в роли базиса эрозии, — в устьях. Согласно стратиграфическому анализу (см. раздел 3), этим бассейном выступало сарматское море — последняя крупная трансгрессия Восточного Паратетиса, охватывавшая все Предкавказье одновременно. Его береговая линия маркируется на геологических картах масштаба 1:200000 второй серии (Государственная..., 2002; 2004; 2021; Корсаков и др., 2013), описана в работах (Стратиграфия..., 1986; Белуженко, 2006 и др.), а в ряде мест — нашими полевыми исследованиями (Тесаков и др., 2014; Тесаков 2021; Трихунков и др., 2019, 20246; Ломов и др., 2025; Tesakov et al., 2017).

Усредненное положение данной береговой линии показано синей полосой, обрамленной точечным пунктиром на рис. 9.

4.2. Развитие рельефа Западного Кавказа и Предкавказья в миоцене—квартере

Ранний—средний миоцен. Анализ коррелятных отложений ЗКП, АВ и ВКП показывает появление первых звеньев верхних континентальных моласс в позднем сармате—начале мэотиса. При этом песчано-гравийный и реже мелкогалечный характер этих отложений во всех сводных разрезах перечисленных частных прогибов указывают на невысокую энергию рек и, соответственно, на низкогогорно-равнинный характер поднятий в осевой зоне горного сооружения. Эти же выводы подтверждаются и описанным выше равнинным характером древней речной сети. При этом в верхнесарматских аллювиальных отложениях нижней части гавердовской свиты в долине р. Белой ниже Майкопа (70 км по прямой от верховьев Белой) в изобилии присутствует пыльца кавказского эндемика — пихты кавказской (*Abies Nordmanniana*), произрастание которой на равнине исключено и типично только для пояса горной тайги (Tesakov et al., 2017). Это указывает на наличие, как минимум, среднегорных поднятий высотой 1000–2000 м в осевой зоне орогена. Мы полагаем, что они концентрировались только в осевой зоне (зоне пра-Главного хребта) и не

распространялись в зону современного северного макросклона горной системы. В связи с этим энергии рек, стекавших с водораздела, хватало только для выноса гальки к подножью пра-ГКХ, а далее транспортировались только гравий и песок.

В работе (Ломов и др., 2025) показано, что в составе песков из основания гавердовской свиты в долине р. Белая встречаются обломки кристаллических пород. Низкая окатанность, полимиктовый состав песков с присутствием слаборазрушенных слюд и полевых шпатов, обломков магматических и метаморфических пород свидетельствуют о малой дальности переноса материала. Его состав указывает на то, что во время накопления отложений гавердовской свиты осадочный чехол осевой зоны ЗК имел малую мощность и был частично эродирован, что привело к вскрытию пород кристаллического ядра на значительной площади. Источниками обломков метаморфических пород могли служить многочисленные протерозойские и палеозойские комплексы, включающие в себя кварциты и разнообразные сланцы. В свою очередь обломки эффузивных пород могут происходить из вулканических и субвулканических комплексов средней юры.

Мощность верхнеюрско–палеогенового осадочного чехла Центрального и Западного Кавказа в миоцене оценивается в 2–2.5 км (Трифонов, 2016). Размыв этой толщи и вскрытие палеозойского фундамента при отсутствии интенсивных орогенных движений и слабой эрозионной способности фактически равнинных рек той эпохи требуют длительного времени. Стало быть, этот процесс начался значительно раньше, в майкопское–досарматское время (олигоцен–средний миоцен) в результате срезания кавказских поднятий той эпохи. Наиболее древним показателем возникновения суши в пределах Центрального сегмента является находка листовой флоры в глинах пшехской свиты (нижняя часть майкопской серии, рюпельский ярус нижнего олигоцена, ~30 млн л. н.). В составе указанной флоры определены: *Gryptomeria* sp., *Taxodium dubium*, *Castanopsis* sp., *Cinnamomophyllum* sp., *Myrica* sp. (Попов и др., 2019). Низкая прочность листовых остатков исключает их удаленный перенос и приводит к выводу, что источником листовой флоры была низменная увлажненная суша на соседнем участке Западного Кавказа. Вероятно, ее снос происходил с наиболее древней суши Большого Кавказа – Лагонакского острова, существование которого описано в работе (Lithological..., 2004). Таким образом, подтверждаются данные И. Н. Сафронова (1972), а также научной группы А. М. Никишина (Никишин и др. 2010; Баскакова и др., 2022) о том, что, начиная с майкопского

времени (олигоцен–ранний миоцен) территория Большого Кавказа развивалась в континентальном режиме и служила источником сноса материала для смежных прогибов, занятых бассейнами Паратетиса. На абразию кавказской суши указывают слои базальных конгломератов из слабо окатанных галек осадочных пород и хорошо окатанного гравия кварца и кремня в основании морских караганских (средний миоцен) отложений псефирской свиты ВКП (Геология СССР, 1968; Государственная..., 2004). Таким образом, размыв осадочного чехла ЗК мог происходить в течение 15–20 млн л. В этой связи неудивительно, что активизация орогенных процессов в сармате привела к вскрытию кристаллического ядра орогена. Дошедшие до наших дней фрагменты первичных кавказских палеодолин законсервированы преимущественно в пределах отпрепарированных в миоцене и сохранившихся до наших дней верхнеюрских карбонатных массивов. По мере их размыва происходило развитие голого (“средиземноморского”) карста, поглощающего поверхностный сток, что в конечном счете привело к сохранности самих массивов и консервации флювиального палеорельефа на их структурных поверхностях.

Результаты исследований моласс Центрального Предкавказья показали, что накопление наиболее древних аллювиальных галечно-валунных конгломератов началось в среднем сармате. Уже на рубеже сармата–мэотиса речная сеть бассейна палео-Терека была ориентирована на СВ, и снос аллювия шел в этом же направлении (Çelik et al., 2025). Это свидетельствует о существовании Транскавказского поднятия, разделявшего палео-Кубанский и палео-Терский бассейны уже в ту эпоху (рис. 10а). Кроме этого, было установлено, что в составе конгломератов сармат–мэотической лысогорской свиты (аналог гавердовской и армавирской свит западного Предкавказья) появляются и увеличивают свое процентное содержание вверх по разрезу окатанные гальки и валунчики гранитоидов, гнейсов, габброидов (Çelik et al., 2025). Эти данные свидетельствуют о более интенсивных сарматских орогенных поднятиях на Центральном Кавказе, и при этом – о вскрытии его кристаллического ядра фактически синхронно с Западным Кавказом на рубеже сармата–мэотиса.

Северо-Западный Кавказ как суша уже существовал в сарматское время. На это указывают: 1) сарматские поверхности выравнивания на его водоразделах (Милановский, 1968; Карта..., 1971; Несмеянов, 1992); 2) появление гравийно-мелкогалечных базальных конгломератов в основании мэотических отложений ЗКП и КТО, как результата размыва сарматской суши (рис. 4); 3) долины

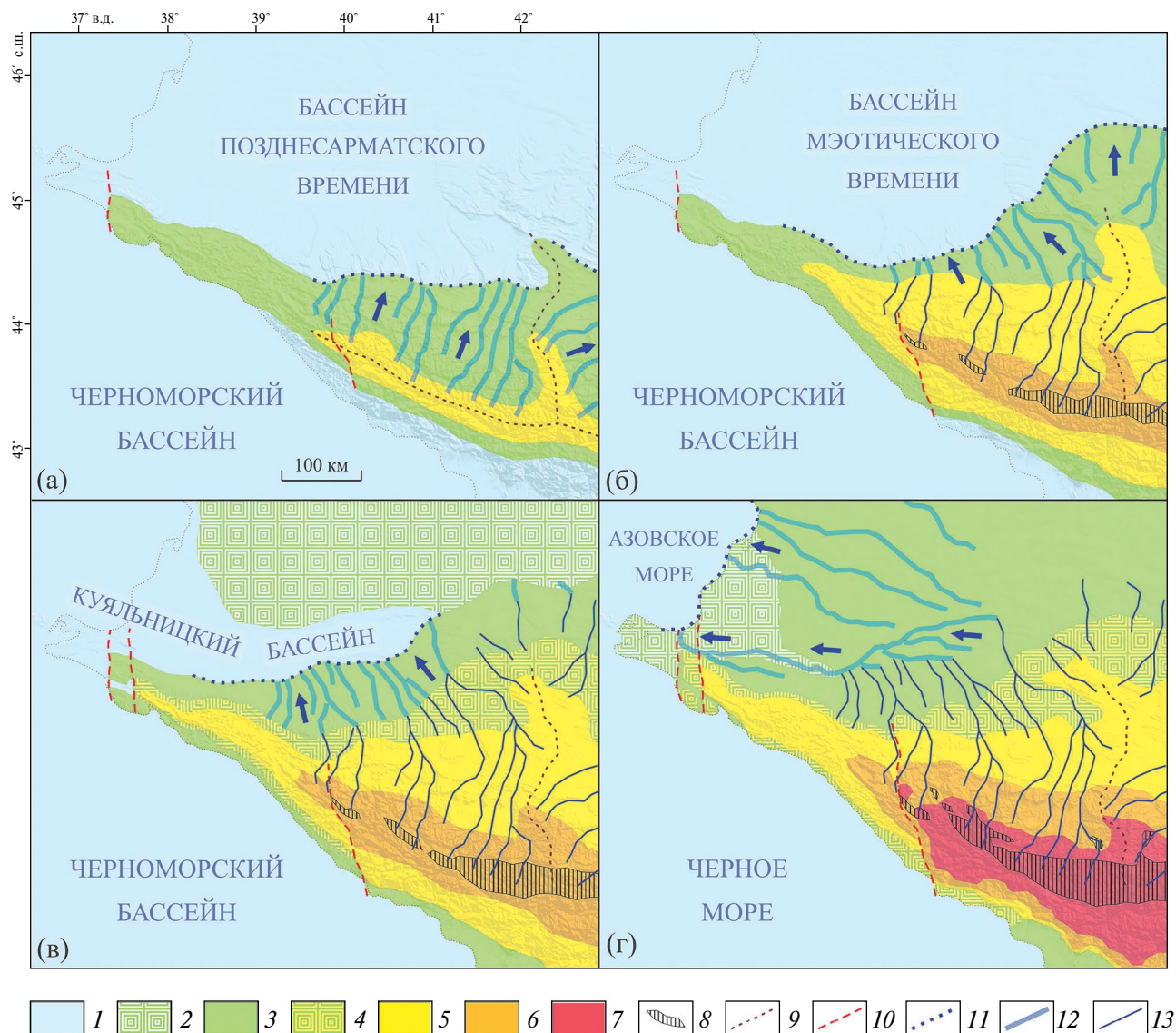


Рис. 10. Палеогеографические карты Западного Кавказа и Предкавказья в неогене–квартере: (а) – время завершения сарматской трансгрессии; (б) – мэотическое время; (в) – время завершения куяльницкой трансгрессии; (г) – четвертичное время. Фрагменты (б–г) имеют такие же масштаб и координаты, как и фрагмент (а). Синие стрелки – преобладающее направление речного стока.

1 – акватории; 2 – прибрежные аккумулятивные низменности (плавни); 3 – пластово-аккумулятивные равнины; 4 – пластовые предгорные возвышенности; 5 – складчатые и моноклиналиные предгорья и низкогорья; 6 – глыбово-складчатые среднегорья; 7 – складчато-глыбовые высокогорья; 8 – выходы фундамента; 9 – водоразделы; 10 – поперечные разломные зоны; 11 – участки береговых линий, соответствующие главному базису эрозии; долины: 12 – со свободным меандрированием русел, 13 – antecedent valleys.

Fig. 10. Paleogeographic maps of the Western Caucasus and Ciscaucasia in the Neogene–Quaternary: (a) – Late Sarmatian time; (б) – Meotian time; (в) – Late Kuyalnykian time; (г) – Quaternary time. Fragments (б–г) have the same scale and coordinates as fragment (а). The blue arrows represent the prevailing direction of river flow.

1 – water areas; 2 – coastal lowlands (marshes); 3 – stratum-accumulative plains; 4 – stratum foothill uplands; 5 – folded and monocline foothills and low mountains; 6 – block-fold midlands; 7 – fold-block highlands; 8 – crystalline basement outcrops; 9 – watersheds; 10 – transverse fault zones; 11 – sections of coastlines corresponding to the main base level; valleys: 12 – with free meandering of riverbeds, 13 – antecedent valleys.

верховьев Пшиша, Псекупса и их притоков, развитые в аналогичной геоморфологической позиции с реками ЗК и простирающиеся в аналогичном

СВ направлении (рис. 9). Мы полагаем, что столь контрастной высотной дифференциации, как сейчас, между ЗК и СЗК в сармате не было. Это

подтверждается и тем, что до активизации Пшехско-Адлерской зоны верховья палео-Курджипса и палео-Пшехи начинались с водораздела в пределах СЗК, а далее стекали по склону первичного орогена уже в пределы нынешнего ЗК. Первый представлял собой средне-низкогорные поднятия в осевой зоне орогена и пластово-аккумулятивную равнину в зоне северного макросклона. СЗК на основной своей территории, кроме осевой зоны, вероятно был схож по облику со складчатыми холмогорьями современной Тамани (рис. 10а).

Мэотис—понт. Окончание позднесарматской трансгрессии (7.4 млн л. н.) совпало со временем начала поднятий Западного Кавказа. Поднятия распространились сюда с Центрального Кавказа, где они начались раньше, как было сказано в предыдущем разделе. Этот импульс поднятий является сугубо деформационным и связан с континентальной (поздний миоцен—квартер) стадией альпийского этапа геологического развития Кавказа. Эта стадия считается обусловленной внедрением фронтального клина Аравийской плиты на север и, как следствие, реанимацией процесса бокового сжатия в полосе псевдосубдукционного взаимодействия Южно- и Северо-Кавказской микроплит на территории Кавказского перешейка (Хаин, Попков, 2009; Кенгерли и др., 2018). В пределах кристаллического ядра Центрального и Западного Кавказа сжатие реализовалось развитием преимущественно разрывных взбросовых и сдвиговых деформаций и обусловленных ими блоковых поднятий. В более пластичной мощной (до 12 км по данным Е. Е. Милановского, 1968) толще осадочных пород СЗК усилилось развитие складчато-надвиговых дислокаций.

Импульс поднятий отразился во врезании доэотической речной сети ЗК, углубившем долины СВ простирания и сформировавшем первичные antecedentные участки в местах намечающихся хребтов. В результате в основаниях всех сводных разрезов моласс Западного Предкавказья отмечается появление фаций грубых моласс. Слои мелкой олигомиктовой гальки и гравия описаны в основании мэотических отложений ЗКП и Керченско-Таманского прогиба. Они были снесены сюда с основной территории СЗК и его СЗ периклинали (рис. 4). В составе гавердовской и армавирской свит АВ и ВКП описываются прослой и линзы уже полимиктового гравия и мелкой гальки — продуктов размыва палеозойского ядра орогена. Гравийно-галечный материал в армавирской свите характеризуется средней и высокой степенями окатанности с преобладающей размерностью 1–3 см. Обломки пород состоят из кварца, метаморфических пород (метапесчаники, кварциты, метаалевриты, гнейсы,

тектонизированные гранитоиды), вулканических пород (трахидациты), плутонических пород (биотитовые, полевошпатовые гранитоиды, плагиограниты). Качество сортировки обломочного материала, характер контактов слоев, ориентировки черепитчатой текстуры в галечниках вместе с их составом указывают на снос с восточной части Западного Кавказа верховьями палео-Кубани.

Латеральное сжатие сопровождалось геодинамическими усилиями вторичного растяжения на восточном и западном флангах палеозойского консолидированного ядра орогена с возникновением и функционированием зон сбросо-сдвиговых дислокаций антикавказской направленности. Одной из важнейших структур такого рода выступила Пшехско-Адлерская зона. Активизация этой древней зоны связана с компенсацией вдолькавказских взбросо-сдвиговых перемещений и проявилась на контакте кристаллического ядра ЗК и осадочных комплексов СЗК. Здесь заложился веер диагональных сбросо-сдвигов, новейшая активность и кинематика которых подтверждается данными о деформациях речной сети, описанными в предыдущем разделе, а также механизмами очагов землетрясений (Габсатарова, 2004). На крыльях разломов заложилась хребты и впадины, разбившие долины палео-Пшехи, палео-Курджипса и соседних рек. Верховья палео-Курджипса были перехвачены палео-Пшехой за счет подвижек по Тугупсинскому разлому, вдоль которого заложена современная долина верхней Пшехи. В среднем течении Пшеха освоила зону Цицинского разлома (рис. 8, 9). Сходные перестройки, связанные с Туапсинской (Псекупской) зоной разломов произошли и в верховьях р. Псекупс (рис. 9). В связи с этим долины в местах долинных перехватов отклоняются на 60–70° от первоначальных направлений к ССЗ вдоль разломов Пшехско-Адлерской и Псекупской зон (рис. 6, 8, 9).

Внутри Скифской плиты активизация подвижек по Новотитаровскому разлому, продолжающему Цицинский разлом, привела к увеличению высотных контрастов между ЗКП от АВ (рис. 1). С этих пор данные части прогиба стали развиваться в разных режимах; территории АВ и ВКП не покрывались мэотической, понтической и более поздними трансгрессиями. Береговая линия моря отступила на север, обнажив низменную территорию будущей Закубанской наклонной равнины. Вслед за отступлением базиса эрозии реки постепенно поменяли направление с СВ на субмеридиональное и ниже — на ССЗ. Это отразилось в заложении и функционировании в мэотисе—понте в пределах АВ и ВКП палеодолин Пшехи, Белой, Лабы, дугообразно изогнутых к востоку. В современном

рельефе особенно хорошо сохранились их правые борта, согласно закону Бэра подмытые сильнее (рис. 9). Местами эти палеодолины используются ныне современными реками, местами брошены. В частности, после слияния с палео-Пшехой и палео-Курджипсом долина Белой направлялась ранее меридионально в сторону современной ст. Воздвиженская. Нынешняя же долина от Майкопа отклоняется к СЗ в сторону Белореченска. При этом вдоль Западного Предкавказья с запада на восток характер изгибов палеорусел при пересечении условной береговой линии сарматского моря становится все более резким, угловатым. Особенно это характерно для рр. Фарс, Чамлык, Синюха и их притоков (рис. 9). Мы связываем это с более быстрым отступлением и большим удалением береговой линии, как базиса эрозии палеорек, в связи с инверсией развития ВКП и его постепенным вовлечением в поднятия Западного Кавказа с юга и Минераловодского выступа (часть Транскавказского поднятия) — с востока. ЗКП продолжил свое развитие и его поверхность в мэотисе—понте неоднократно подвергалась трансгрессиям.

В основании морских понтических отложений прогиба описана 7-метровая толща галечных конгломератов (Государственная..., 2004), вероятно абразионного происхождения, подтверждающая существование горного сооружения СЗК в эту эпоху.

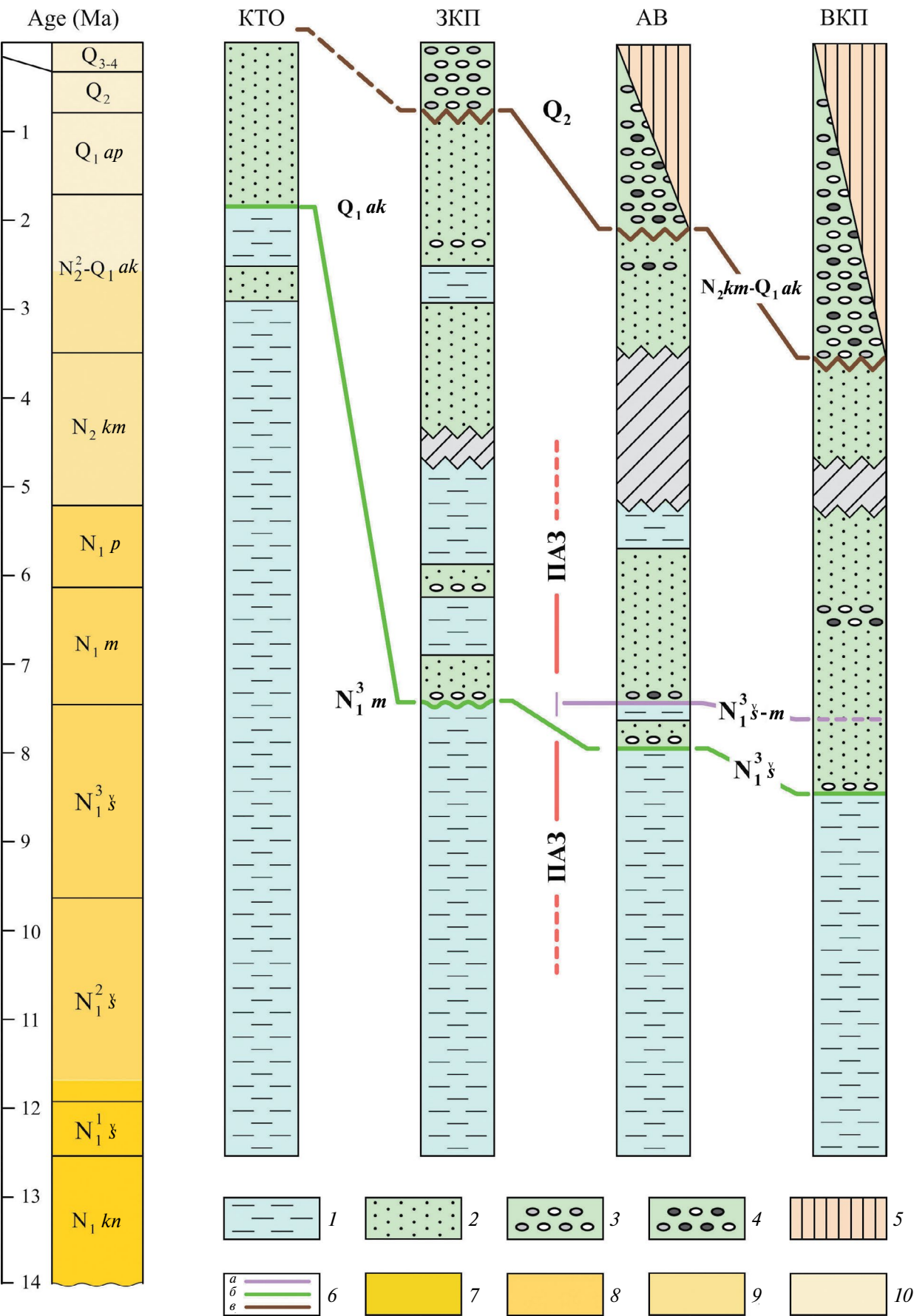
Киммерий—куяльник (5.2—1.9 млн л. н.). В киммерии отмечается усиление латерального сжатия и импульс орогении на всей территории Большого Кавказа (Кенгерли и др., 2018). На Западном и Центральном Кавказе он выразился в воздымании палеозойского ядра орогена, представляющего собой обнажение южного края Скифской плиты и расширению за счет этого глыбово-складчатых среднегорий (рис. 10в). Это в свою очередь привело к формированию в зоне северного макросклона на обрамлении палеозойского ядра орогена пологой (до 10°) моноклинали, включающей Лабино-Малкинскую зону и прилегающие к ней части ВКВ и АВ.

Киммерийские поднятия и заложение моноклинали северного макросклона выразились в формировании углового несогласия в 4—6° между отложениями гавердовской и белореченской свит (Трихунков и др., 2024б) в пределах АВ, а также между их возрастными аналогами: армавирской и новокубанской свитами ВКП (рис. 11). В результате в Западном Предкавказье была сформирована Закубанская наклонная равнина. За счет совокупного давления и поднятий как с юга из осевой зоны орогена, так и с востока — со стороны Минераловодского выступа, структурная поверхность

равнины приобрела общий уклон азимутом 330—340°. Это привело к перестройке мэотической речной сети: западные борта дугообразно выгнутых к востоку широких долин со свободным меандрированием были прорваны спрямленными руслами, устремившимися на СЗ. Преобладающие направления спрямленных долин данной генерации речной сети варьируют в диапазоне 310—325° (участки речной сети, отмеченные зеленым на рис. 9). Так, Белая в низовьях заняла более западную мэотическую долину палео-Пшехи и, вопреки закону Бэра, прижалась к ее левому борту в результате подъема Закубанской наклонной равнины на востоке. При этом река освоила зону Белореченского разлома и в результате приобрела спрямленный характер с частично ограниченным меандрированием, а долина палео-Белой была занята р. Псенафа (рис. 9). Лаба на участке между пос. Мостовской и устьем спрямила свое русло, а ее прежняя крайне широкая долина, вытянутая вдоль оси ВКП, помимо нее самой унаследована спрямленными низовьями Фарса и Синюхи (рис. 9). Результатом размыва киммерийских поднятий, продолжившихся в акчагыле/куяльнике, стали полимиктовые галечники белореченской и новокубанской свит. Возраст основания белореченской свиты — нижебелореченской подсвиты, обоснован открытием первого на Северном Кавказе местонахождения фауны раннего виллафранка (более 20 таксонов позвоночных), датирующих ее в интервале 3.5—3 млн л. (Трихунков и др., 2024б).

Итоговым базисом эрозии для речной сети данной зоны (на рис. 9 обозначена зеленым) выступила береговая линия куюльнического бассейна¹ — последней крупной трансгрессии Предкавказья, пришедшей на смену сухой киммерийской эпохе с низким уровнем моря. На пиках трансгрессии территория Закубанской равнины превращалась в плавни с множеством озер-лиманов, выступавших локальными базисами эрозии для местных рек. Морские и лиманные фации куюльнических осадков накапливались в опущенных крыльях Новотитаровского и Белореченского разломов (рис. 3). В белореченской свите (нижняя и верхняя средней подсвиты) выделяются два уровня истончения моласс до песчано-глинистых фракций (3.3—2.6 и 1.9—1.7 млн л.), соотносящихся по возрасту с ранне- и позднекуюльницкой трансгрессиями. В один из лиманов в районе современного г. Белореченск в эпоху накопления нижебелореченской подсвиты (3.5—3 млн л.) открывалось устье

¹ Присутствие в куюльническом море эндемичных акчагыльских моллюсков говорит о связи данных бассейнов Понто-Каспия на пике трансгрессии в позднем плиоцене (Trifonov et al., 2024).



палео-Белой (Трихунков и др., 2024б). Сходным образом устроен и разрез одновозрастной новокубанской свиты, развитой в северной части ВКП.

Западно-Кубанский прогиб в киммерии и кувальнике продолжил свое развитие и покрывался водами киммерийской и двух стадий кувальницкой трансгрессий. В основаниях соответствующих морских толщ в прогибе залегают базальные конгломераты абразионного происхождения, свидетельствующие о развитии возвышенной суши СЗК (рис. 4), сильно отстающей в поднятии от ЗК. В эпохи регрессий рр. Пшиш, Марта, Псекупс продолжали свое развитие, разрабатывая широкие дугообразные долины со свободным меандрированием русел (рис. 9).

Четвертичное время характеризуется резким ускорением восходящих движений в Аравийско-Кавказском регионе и, в частности, на Большом Кавказе. В результате поддвига Закавказского массива и воздымания южного края Скифской плиты к началу квартера был сформирован низкогорно-среднегорный южновергентный ороген ЗК с преобладанием моноклиналиных хребтов в зоне северного макросклона и глыбовых — в осевой зоне. Поднятия, сформировавшие высокогорья Западного Кавказа, начались в апшероне (калбрии, 1.8–0.8 млн л.) и ускорились в неоплейстоцене. В Западном Предкавказье об этом свидетельствует резкое огрубление отрицательно намагниченных (верхняя Матуяма) отложений верхнебелореченской подсвиты, верхов новокубанской свиты и более молодых моласс (рис. 11).

Апшерон-неоплейстоценовое ускорение поднятий на 8–10 млн л. отстает от среднемиоценового пика максимального сжатия и коллизии (Хаин, Попков, 2009; Трифонов, 2016; Кенгерли и др. 2018). К воздыманию ЗК, минимум, на 3000–3500 м (без учета размыва) за 1.8 млн л. с начала апшерона привело, главным образом, общее

позднеколлизийное поднятие орогена. Вклад деформационных поднятий, обеспечивающий дифференцированные преимущественно вертикальные разрывные (блоковые) движения, не столь значим. Подтверждением этому служит моноклиналь Лабино-Малкинской зоны. В пределах Западного Кавказа ее южный край был поднят до отметок 2490 м (гора Гудгора в Скалистом хребте) фактически без каких-либо внутренних деформаций. Учитывая сохранность сарматской речной сети, поверхность моноклинали можно использовать в качестве неотектонического репера. Судя по тому, что в мзотисе—понтоне данная поверхность была равнинной, а киммерийские поднятия сформировали здесь преакчагыльское угловое несогласие и обусловили формирование низкогорий и появление первых галечников в составе моласс низов белореченской свиты, за точку отсчета можно взять отметку 4 млн л. С учетом перечисленных параметров минимальная осредненная скорость поднятий северного макросклона Западного Кавказа в плиоцене—квартере составляла 0.6–0.7 мм/год с ускорением до 1.2–1.3 мм/год с начала апшерона. Поднятия осевой зоны ЗК начались раньше и протекали с большей интенсивностью. С учетом размыва их амплитуду можно оценить в 5 км и более, а скорость рассчитать трудно. Аналогичное четвертичное постколлизийное ускорение поднятий, не вызывающее при этом пликтивных или дизъюнктивных дислокаций, регистрируется в Аравийско-Кавказском регионе почти повсеместно (Трифонов, 2016; Трифонов и др., 2020; Trikhunkov et al., 2021; Trifonov et al., 2024).

В четвертичное время усилилась высотная сегментация орогена, что было вызвано последовательным отставанием в воздымании сегментов Западного Кавказа друг от друга и развитием между ними сбросовых Пшехско-Адлерской, Абрауской и Анапско-Джигинской поперечных разломных



Рис. 11. Режимы новейшего развития прогибов Западного Предкавказья.

1 — морское осадконакопление; 2 — озерно-аллювиальное осадконакопление с преобладанием тонкообломочного материала (равнинная и низкогорная суша на окружении впадин); 3 — преимущественно аллювиальное осадконакопление с большой долей грубообломочного материала (низко-среднегорные деформационные поднятия на окружении впадин); 4 — то же с накоплением полимиктовых галечно-валунных моласс (средне- и высокогорные поднятия с обнажением кристаллического ядра орогена на окружении впадин); 5 — вовлечение впадины в общее поднятие региона; 6а — вскрытие кристаллического ядра орогена, 6б — первый коллизийный этап горообразования, 6в — второй позднеколлизийный этап горообразования; 7 — средний миоцен; 8 — поздний миоцен; 9 — плиоцен; 10 — квартал.

Fig. 11. Regimes of recent development of the Western Ciscaucasia foredeep.

1 — marine sedimentation; 2 — lacustrine-alluvial sedimentation with a predominance of fine-grained material (flat and low-mountain land surrounded by foredeeps); 3 — predominantly alluvial sedimentation with a large proportion of coarse-grained material (low-to-medium-mountain deformation-related uplifts surrounded by foredeeps); 4 — the same with the accumulation of polymictic pebble-boulder molasses (medium-high-altitude uplifts with exposure of the crystalline core of the orogen surrounded by foredeeps); 5 — involvement of the foredeep in the overall uplift of the region; 6a — opening of the crystalline core of the orogen, 6b — the first, collisional, stage of mountain formation, 6c — the second, late-collisional, stage of mountain formation; 7 — Middle Miocene; 8 — Late Miocene; 9 — Pliocene; 10 — Quaternary.

зон (Хаин, Попков, 2009; Трихунков и др., 2018; 2019; Тверитинова и др., 2024; Трихунков и др., 2024б). Северо-Западный Кавказ на данный момент представляет собой преимущественно низкогорный дивергентный ороген, надвинутый на Туапсинский и Западно-Кубанский прогибы с утоненной в сравнении с Центральным и Западным Кавказом мафической корой (Трифонов и др., 2016). Его дивергентное строение мы, вслед за В. Е. Хаиным и В. И. Попковым (2009), объясняем резким погружением фундамента СЗК в западном крыле Пшехско-Адлерской зоны и развитием в условиях латерального сжатия мощного, до 12 км по (Милановский, 1968), складчато-надвигового сооружения с заложением системы встречных листрических соскладчатых надвигов. Несмотря на длительное развитие как минимум с сармата (Милановский, 1968; Сафронов, 1971; Несмеянов, 1992; Трихунков и др., 2024 б), СЗК обладает преимущественно низкогорным складчатым рельефом. Помимо плотностных свойств его фундамента, мы объясняем это меньшей интенсивностью латерального сжатия в условиях “тектонической тени” западного опущенного крыла Пшехско-Адлерской зоны, меньшей амплитудой поперечного укорочения и, как следствие, меньшей степенью консолидации коры. Данные факторы способствовали тому, что СЗК не был вовлечен в позднеколлизийные поднятия вместе с Центральным и Западным Кавказом, и горообразование в его пределах остается сугубо деформационным.

Минимальная оценочная скорость поднятий Северо-Западного Кавказа в бассейне р. Псекупс (г. Агой, 994 м) составляет 0.64 мм/год за последние 780 тыс. л. от начала среднего плейстоцена. При учете одинаковых климатических условий и скорости денудации в пределах ЗК и СЗК минимальная разность в величине их новейших поднятий составляет 2200–2300 м без учета размыва. Литофациальный анализ и датировки отложений белореченской свиты позволяют утверждать, что эта разность накопилась преимущественно за время с начала апшерона.

Территория Таманского п-ова, отделенная от СЗК Абрауской и Анапско-Джигинской поперечными сбросо-раздвиговыми зонами, продолжает развиваться в субаквальном режиме, несмотря на развитие линейной складчатости. Антиклинальные гряды разделяют здесь широкие синклинальные прогибы, где продолжается лагунно-лиманное осадконакопление (Трихунков и др., 2018; 2019).

В квартере в поднятия была втянута вся территория Западного Предкавказья и после отступления куяльницкого бассейна более не затоплялась морем. В восточном крыле Пшехско-Адлерской

зоны предгорная часть Закубанской наклонной равнины поднялась почти до 1 км (Желтмесские высоты — 921 м). Данные поднятия оказывают динамическое воздействие на р. Кубань в ее среднем течении. На этом отрезке река скатывается к СВ, подмывая уступы Ставропольского плато. Это отражено как в плановом дугообразном изгибе долины в этом направлении, так и в строении кубанских террас. Последние повсеместно вложены в крупные правосторонние излучины реки на участках между Невинномысском и Армавиром, а также между Новокубанском и Кропоткиным. В пределах Западно-Кубанского прогиба сформировалась слабонаклонная пластово-аккумулятивная равнина, и только в северной части по-прежнему развиты плавы Азово-Кубанской низменности.

Широтная долина нижней Кубани, развивающаяся и по сей день в режиме свободного меандрирования, по всей видимости, сформировалась после окончания куяльницкой трансгрессии. В связи с регрессией и усилением поднятий со стороны Западного Кавказа и Ставропольского плато береговая линия куяльницкого бассейна отступила на ЗСЗ к современному базису эрозии — Азовскому морю, обнажив низменную Азово-Кубанскую равнину. Эти факторы объясняют общую перестройку речной сети и формирование третьего широтного направления рек Западного Предкавказья — субширотных долин нижней Кубани, Кирпили, Бейсуга, Челбаса, Еи, стекающих с западного склона Ставропольского плато в сторону азовского базиса эрозии (рис. 9, 10г).

Еще во время существования позднего, более низкого акчагыльско-куяльницкого бассейна в Предкавказье появились первые гоминины — носители олдованской культуры каменных орудий. На азовском побережье Тамани на поверхности Зародинской антиклинальной гряды расположена самая древняя на Кавказе палеолитическая стоянка — Кермек возрастом ~2 млн л. (Щелинский, 2011; Тесаков и др., 2019). Еще один центр заселения раннего палеолита возрастом от 1.95 млн л. описан в Известняковом Дагестане (стоянки Мухкай, Айникаб (Амирханов и др., 2017)). Возможность расселения и сообщения данных одновозрастных популяций ранних гоминин могла быть только вдоль кавказского подножья, поскольку пути с запада, севера или востока были ограничены позднекуяльницким и позднеакчагыльским бассейнами. Мы полагаем, что Большой Кавказ 2 млн л. н. был проницаем для миграций ранних гоминин, поскольку был примерно вдвое ниже современного (Trikhunkov et al., 2021) и еще не подвергался оледенению. Ограниченное присутствие на Северном Кавказе ашельских палеолитических

памятников в сравнении с регионами Закавказья может объясняться уменьшением в апшероне—неоплейстоцене проницаемости Большого Кавказа для миграций гоминин, формированием кавказского климатораздела и общим похолоданием климата региона.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении чехла N—Q отложений Западного Предкавказья отчетливо прослеживается тенденция к смене морского режима осадконакопления аллювиальным по мере вовлечения Предкавказья в поднятия горной системы. Крупнейшие трансгрессии Понто-Каспия последовательно уменьшали площади от полного или почти полного перекрытия территории Большого Кавказа в майкопское время (34—15.6 млн л.) до концентрации в пределах наиболее погруженного Западно-Кубанского прогиба в куяльнике. Процесс размыва осадочного чехла равнинного Западного Кавказа начался в постмайкопское время (средний миоцен, 15.6—11.6 млн л.). Усиление коллизионного горообразования и возрастание энергии рек в сармате привели к вскрытию кристаллического ядра горного сооружения. В результате сармат—мэотических и киммерийских деформационных поднятий к началу квартера (2.59 млн л.) был сформирован низко-среднегорный южновергентный ороген Западного Кавказа с преобладанием моноклиналиных хребтов в зоне северного макросклона и складчатоглыбовых — в осевой зоне. Втягивание в поднятия привело к осушению прилегающих территорий Восточно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа и началу накопления здесь галечных фракций моласс. При деформации мощной осадочной толщи Северо-Западного Кавказа, отделенного Пшехско-Адлерской зоной разломов, сформировался дивергентный складчато-надвиговый ороген, высоты которого вплоть до неоплейстоцена не превышали равнинно-низкогорных значений. Прилегающий к нему Западно-Кубанский прогиб не был втянут в поднятия и накапливал преимущественно тонкообломочные нижние молассы в результате миоценовых и плиоценовых морских трансгрессий.

Поднятия Западного Кавказа резко ускорились в апшероне (калэбрии) около 1.7—1.6 млн л. и еще более — в неоплейстоцене, что отразилось в последовательном огрублении моласс до крупногалечных и валунных фракций. Минимальная осредненная скорость поднятий северного макросклона Западного Кавказа в плиоцене—квартере составляла 0.6—0.7 мм/год с ускорением до 1.2—1.3 мм/год со времени начала некомпенсированных поднятий в апшероне. Поднятия осевой зоны Западного

Кавказа начались раньше и протекали с большей интенсивностью. С учетом размыва они могут оцениваться в 5 км и более, а их скорость рассчитать трудно.

Апшерон—среднеплейстоценовое ускорение поднятий Западного Кавказа на ~8—10 млн л. отстает от среднемиоценового пика максимального сжатия и коллизии. Деформации дочетвертичной эпохи привели лишь к формированию низкогорий — среднегорий, подобных современному Северо-Западному Кавказу. В квартере северный макросклон ЗК (учитывая размыв) был поднят в виде пологой моноклинали на 2000—2500 м до современных высот без каких-либо значимых внутренних складчато-разрывных деформаций, а осевая зона — еще выше. К высокогорному воздыманию Западного Кавказа привело, главным образом, общее поднятие Кавказской горной страны, а не дифференцированные складчато-разрывные движения. Позднеколлизионные четвертичные поднятия, не вызывающие деформаций молодого осадочного чехла, описываются повсеместно в Аравийско-Кавказском регионе.

Усиление высотной сегментации орогена вызвано последовательным отставанием в воздымании сегментов Западного Кавказа друг от друга и развитием между ними сбросовых разломных зон. С учетом одинаковых климатических условий и скорости денудации в пределах соседних сегментов Западного Кавказа минимальная разность в величине их новейших поднятий, накопившаяся преимущественно за посткуяльническое время, составляет 2200—2300 м.

Несмотря на длительное (как минимум с сармата) развитие в условиях латерального сжатия и формирование полной линейной складчатости, Северо-Западный Кавказ обладает преимущественно низкогорным рельефом. Скорость его поднятий в бассейне р. Псекупс (г. Агой, 994 м) составляет 0.6—0.7 мм/год за последние 780 тыс. л. от начала среднего плейстоцена. Помимо изначально меньшей мощности его коры, это можно объяснить меньшей интенсивностью латерального сжатия в условиях “тектонической тени” в западном опущенном крыле Пшехско-Адлерской зоны, меньшей амплитудой поперечного укорочения и, как следствие, меньшей степенью консолидации коры. Данные факторы способствовали тому, что Северо-Западный Кавказ не был вовлечен в позднеколлизионные поднятия вместе с Западным и Центральным Кавказом. Горообразование в его пределах остается сугубо коллизионным. Вовлечение Западно-Кубанского прогиба в поднятия Северо-Западного Кавказа произошло только в неоплейстоцене.

В квартере линейная складчатость захватила (сформировала) Таманский п-ов, расположенный в опущенных крыльях Абрауской и Анапско-Джигинской разломных зон. Однако, несмотря на это, рельеф Тамани по сей день остается преимущественно низменным и продолжает развиваться в субаквально-субаэральном режиме. Антиклинальные гряды разделяют здесь широкие синклинальные прогибы, где продолжается лагунно-лиманное осадконакопление.

Неоген-четвертичная речная сеть Западного Кавказа и Предкавказья выстроена в виде трех зон, отвечающих по возрасту различным этапам становления орогена. Каждой из них свойственна собственная ориентировка палеодолин, связанная с конфигурацией поднятых на разных этапах водораздельных поверхностей в их истоках и береговых линий принимающих морских или озерных бассейнов — в устьях: 1) ранне-среднемиоценовая зона северного склона Западного Кавказа с серией параллельных палеодолин, ориентированных в СВ румбах; 2) позднемиоцен—плиоценовая зона наклонной Закубанской равнины с серией палеодолин, ориентированных в СЗ румбах; 3) четвертичная (посткуляницкая) зона Кубано-Приазовской низменности с серией палеодолин, ориентированных в западных румбах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амирханов Х.А., Тесаков А.С., Ожерельев Д.В. (2017) К датировке стоянки Олдована Мухкай 2А в Дагестане. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 75. С. 5–10.
- Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А. и др. (2021) Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря. *Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология*. № 4. С. 38–51. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-4-38-51>
- Белуженко Е.В., Бурова Ж.В. (2000) Субконтинентальные верхнемиоцен-плиоценовые отложения р. Белой (гавердовская свита). В сб.: *Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа*. Ессентуки: Кавказгеосъемка. С. 85–94.
- Белуженко Е.В. (2006) Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена—эоплейстоцена Западного Предкавказья. Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 171 с.
- Белуженко Е.В. (2011) Верхнемиоцен—эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 19. № 5. С. 78–95.
- Большая Российская энциклопедия [Электронный ресурс]. URL: <https://bigenc.ru/c/kuban-reka-cb45e6> (Дата обращения: 14.05.2025).
- Буланов С.А., Трихунков Я.И. (2013) Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры. *Геоморфология*. № 1. С. 11–18.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. (1990) Магнито и биостратиграфические исследования в страторегии псекупского фаунистического комплекса млекопитающих. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 59. С. 81–93.
- Габсатарова И.П. (2010) Пшехское землетрясение 15 ноября 2004 года с $M_w=4.5$, $01 P=5-6$ (Краснодарский край). В сб.: *Землетрясения Северной Евразии, 2004 год*. Обнинск: ГС РАН. С. 386–394.
- Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. (1968) М.: Недра. 760 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд.2. Сер. Кавказская. Лист L 37-XXXVI (Невинномысск). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. URL: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/gisatlas/ggk/> (дата обращения: 20.06.2024).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Изд.2. Сер. Кавказская. Листы L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Масштаб 1:200000 (2004) Под ред. К.О. Ростовцева. ФГУП “Кавказгеолсъемка”. 3 л.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Изд.2. Сер. Кавказская. Лист L 37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка (2002) СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 182 с.
- Государственная геологическая карта СССР. Сер. Кавказская. Листы L 37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Масштаб 1:200000 (1971) М.: ВАГТ. 3 л.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2500000 (1971) Под ред. И.П. Герасимова, А.В. Сидоренко. М.: Мингео СССР. 8 л.
- Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М. и др. (2018) Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье р.р. Мазымчай и Пирсаат). Статья I. Геолого-тектоническая обстановка. *ANAS Transactions, Earth Sci.* № 2. С. 19–38. <https://doi.org/10.33677/ggianas20180200013>
- Клавдиева Н.В. (2007) Тектоническое погружение кавказских краевых прогибов в кайнозой. Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 263 с.
- Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Изд. 2. Сер. Кавказская. Лист L 37-XXXV (Майкоп). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ. 308 с.
- Ломизе М.Г., Хаин В.Е. (1965) Древние долины и перестройка речной сети на Западном Кавказе под влиянием новейших движений. *Вестник МГУ. Серия I. География*. № 4. С. 7–25.
- Ломов В.С., Трихунков Я.И., Юшин К.И. и др. (2025) Верхние молассы Предкавказского прогиба как индикатор новейшего горообразования Западного Кавказа (на примере бассейна р. Белая). *Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле*. № 3 (67). С. 87–104.

- Милановский Е.Е. (1968) Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 484 с.
- Муратов В.М. (1965) Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа. Дис. канд. геогр. наук. М.: Институт географии АН СССР. 303 с.
- Несмеянов С.А. (1992) Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 254 с.
- Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. (2010) Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза. *Доклады Академии наук*. Т. 430. № 4. С. 515–517.
- Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа (1977) Под ред. Н.В. Думитрашко, Б.А. Антонова, Н.В. Ширинова. М.: Наука. 288 с.
- Панина Л.В., Зайцев В.А., Агibalов А.О. и др. (2021) Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-1-3-14>
- Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф. и др. (2019) Лектостратотип майкопской серии по р. Белой выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 27. № 3. С. 70–92. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27370-92>
- Ранцман Е.Я. (1985) Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа. *Геоморфология*. № 1. С. 3–17.
- Региональная геоморфология Кавказа (1979) М.: Наука. 196 с.
- Сафронов И.Н. (1972) Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра. 158 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система (1986). М.: Недра. 440 с.
- Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1:5000000 (1983) Гл. ред. Семенович В.В. и др. М.: Центр геология. 16 л.
- Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь Е.В. (2024) Особенности строения Пшехско-Адлерской флексуно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. № 2. С. 32–44. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-2-32-44>
- Тесаков А.С. (2021) Эволюция фаун мелких млекопитающих и континентальная биостратиграфия позднего кайнозоя юга Восточной Европы и Западной Азии. Дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 167 с.
- Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А. и др. (2019) Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, южное Приазовье. *Геотектоника*. № 5. С. 12–35. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019512-35>
- Тесаков А.С., Титов В.В., Сыромятникова Е.В. (2014) Биостратиграфическое обоснование возраста армавирской свиты (Верхний миоцен, Краснодарский край). В сб.: *Материалы LX сессии палеонтологического общества*. СПб.: ВСЕГЕИ. С. 178–180.
- Трифонов В.Г. (2016) Коллизия и горообразование. *Геотектоника*. № 1. С. 3–24. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16010057>
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А. и др. (2020) Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношения со строением верхней мантии. *Геотектоника*. № 3. С. 55–81. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20030108>
- Трихунков Я.И. (2010) Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа. В сб.: *Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность*. М.: Медиа-ПРЕСС. С. 101–115.
- Трихунков Я.И. (2016) Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа. *Геотектоника*. № 5. С. 67–81. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16040081>
- Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В. и др. (2019) Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области. *Геотектоника*. № 4. С. 78–99. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16040081>
- Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Ломов В.С. и др. (2024а) Неотектонические деформации речной сети Западного Кавказа и Предкавказья. В сб.: *Материалы LV Тектонического совещания*. Т. 2. С. 227–232.
- Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С. и др. (2024б) Верхнемолассовая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен–нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 32. № 4. С. 21–49. <https://doi.org/10.31857/S0869592X24040024>
- Трихунков Я.И., Гайдаленок О.В., Бачманов Д.М. и др. (2018) Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области. *Геоморфология*. № 4. С. 80–95. <https://doi.org/10.7868/S0435428118040077>
- Хаин В.Е., Попков В.И. (2009) Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000. Краснодар: КубГУ. 213 с.
- Щелинский В.Е. (2011) Новая раннепалеолитическая стоянка на Таманском полуострове (Южное Приазовье). В сб.: *Палеолит и мезолит Восточной Европы*. М.: Таус. С. 37–58.
- Çelik H., Trikhunkov Y.I., Lomov V.S. et al. (2025) Palaeo-current direction of the Lysogorskaya Formation: significance for determining the source area of the Upper Miocene molasses of the Ciscaucasian foredeep. In: *Materialy Vserossiiskoi konferentsii*. Moscow: GEOS (Pabl.). P. 314–315.
- Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI). (2018) SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1 [Electronic

- data]. Access way: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (access date: 14.05.2025).
- Kováč M. (Ed.) (2004) Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps late eocene to pliocene. Scale: 1:5000000. E. Schwei. zerbrat'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 73 p.
- Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N. et al. (2017) Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology. *Fossil Imprint*. Vol. 73. No. 3–4. P. 383–444. <https://doi.org/10.1515/if-2017-0019>
- Trifonov V.G., Tesakov A.S., Simakova A.N. et al. (2024) Geological and biotic context of the Plio-Pleistocene evolution of the Caucasus-Caspian Region (Akchagylia transgression). *Quat. Int.* Vol. 686–687. P. 120–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.011>
- Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M. et al. (2021) Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylia marine deposits and continental molasses. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 349–363. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.009>
- Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Shalaeva E.A. et al. (2019) Quaternary river terraces as indicators of the Northwestern Caucasus active tectonics. *Quat. Int.* Vol. 509. P. 62–72. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.039>
- ## REFERENCES
- Amirkhanov Kh.A., Tesakov A.S., Ozhereliev D.V. (2017) On the geochronology of the Mukhai 2a oldowan site in Dagestan. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. No. 75. P. 5–10 (in Russ).
- Baskakova G.V., Kulyukina N.A., Arzamastseva T.A. et al. (2021) Paleogeomorphological analysis of Oligocene-Neogene deposits in the northeastern Black Sea. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. No. 4. P. 38–51 (in Russ). <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-4-38-51>
- Beluzhenko E.V., Burova Zh.V. (2000) Subcontinental Upper Miocene-Pliocene deposits of the Belaya River (Gavrdovskaya Formation). In: *Dostizheniya i problemy geologii, mineral'no-syr'evoi bazy i ispol'zovaniya neдр Severnogo Kavkaza*. Essentuki: Kavkazgeols'emka (Publ.). P. 85–94 (in Russ).
- Beluzhenko E.V. (2006) Kontinental'nye i subkontinental'nye otlozheniya verkhnego miotsena—eopleistotsena Zapadnogo Predkavkaz'ya (Continental and subcontinental deposits of the Upper Miocene—Eopleistocene of the Western Ciscaucasia). PhD thesis. Moscow: MGU. 171 p. (in Russ).
- Beluzhenko E.V. (2011) The Upper-Miocene and Eopleistocene Coarse Deposits of the Western and Central Fore-Caucasus. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 19. No. 5. P. 545–562. <https://doi.org/10.1134/S0869593811050029>
- Bol'shaya Rossiiskaya Entsiklopediya (The Great Russian Encyclopedia) [Electronic data]. Access way: <https://bigenc.ru/c/kuban-reka-cb45e6> (access date: 14.05.2025) (in Russ).
- Bulanov S.A., Trikhunkov Ya.I. (2013) Folded relief inversion as manifestation of the earth's crust lateral compression. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 11–18. (in Russ).
- Çelik H., Trikhunkov Y.I., Lomov V.S. et al. (2025) Palaeoocurrent direction of the Lysogorskaya Formation: significance for determining the source area of the Upper Miocene molasses of the Ciscaucasian foredeep. In: *Materialy Vserossiiskoi konferentsii*. Moscow: GEOS (Publ.). P. 314–315.
- Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI). (2018) SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1 [Electronic data]. Access way: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Access date: 14.05.2025).
- Dumitrashko N.V., Antonov B.A., Shirinov N.V. (Eds.). (1977) Obshchaya kharakteristika i istoriya razvitiya rel'efa Kavkaza (General Characteristics and Development History of the Caucasus Relief). Moscow: Nauka (Publ.). 288 p (in Russ).
- Gabsatarova I.P. (2010) The Pshekha earthquake of November 15, 2004 with Mw=4.5, intensity P=5–6 (Krasnodar Krai). In: *Zemletryaseniya Severnoi Evrazii, 2004 god*. Obninsk: GS RAN (Publ.). P. 386–394 (in Russ).
- Geologiya SSSR. Tom 9. Severnyi Kavkaz (Geology of the USSR. Vol. 9. North Caucasus) (1968) Moscow: Nedra (Publ.). 760 p (in Russ).
- Gerasimov I.P., Sidorenko A.V. (Eds.). (1971) Karta poverkhnostei vyravnivaniya i kor vyvetrivaniya SSSR masshtaba 1:2500000 (Map of Planation Surfaces and Weathering Crusts of the USSR. Scale 1:2500000). Moscow: Mingeo SSSR (Publ.). 8 p (in Russ).
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Kavkazskaya. List L 37-XXXVI (Nevinnomyssk). Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. 2nd ed. Caucasian Series. Sheet L 37-XXXVI (Nevinnomyssk). Explanatory Note) [Electronic data]. Access way: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/gisatlas/ggk/> (access date: 20.06.2026) (in Russ).
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Kavkazskaya. List L 37-XXXIV (Tuapse). Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. 2nd ed. Caucasian Series. Sheet L 37-XXXIV (Tuapse). Explanatory Note) (2002). Saint Petersburg: Kartfabrika VSEGEI (Publ.). 182 p (in Russ).
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. Seriya Kavkazskaya. Listy L 37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Masshtab 1:200000 (State Geological Map of the USSR. Caucasian Series. Sheets L 37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Scale 1:200000) (1971). Moscow: VAGT (Publ.). 3 p (in Russ).
- Kangarli T.N., Aliyev F.A., Aliyev A.M. et al. (2018) Contemporary Structure and Active Tectonics of Southern Slope of the Greater Caucasus Within Azerbaijan (Interflues of Mazymchai and Pirsaat Rivers). Part I: Geological and Tectonic Setting. *ANAS Transactions, Earth Sci.*

- No. 2. P. 19–38 (in Russ).
<https://doi.org/10.33677/ggianas20180200013>
- Khain V.E., Popkov V.I. (2009) Tektonika yuzhnogo obramleniya Vostochno-Evropeiskoi platformy. Ob'yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoi karte Chernomorsko-Kaspiiskogo regiona. Masshtab 1:2500000 (Tectonics of the Southern Framing of the East European Platform. Explanatory Note to the Tectonic Map of the Black Sea-Caspian Region. Scale 1:2,500,000). Krasnodar: KubSU (Publ.). 213 p (in Russ).
- Klavdieva N.V. (2007) Tektonicheskoe pogrurzhenie kavkazskikh kraevykh progibov v kainozoe (Tectonic subsidence of the Caucasian foredeeps in the Cenozoic). PhD thesis (Geology and Mineralogy). Moscow: MGU. 263 p (in Russ).
- Korsakov S.G., Semenukha I.N., Beluzhenko E.V. et al. (2013) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Kavkazskaya. List L 37-XXXV (Maikop). Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. 2nd ed. Caucasian Series. Sheet L 37-XXXV (Maykop). Explanatory Note). Moscow: Moskovskii filial VSEGEI (Publ.). 308 p (in Russ).
- Kováč M. (Ed.) (2004) Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps late eocene to pliocene. Scale: 1:5000000. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 73 p.
- Lomize M.G., Khain V.E. (1965) Ancient valleys and river network reorganization in the Western Caucasus under the influence of recent movements. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya V: Geografiya*. No. 4. P. 7–25 (in Russ).
- Lomov V.S., Trikhunkov Ya.I., Yushin K.I. et al. (2025) Upper molasses of the Ciscaucasian trough as an indicator of recent orogeny in the Western Caucasus (case study of the Belaya River basin). *Vestnik KRAUNTS. Seriya: Nauki o Zemle*. No. 3 (67). P. 87–104.
- Milanovskii E.E. (1968) Noveishaya tektonika Kavkaza (Recent tectonics of the Caucasus). Moscow: Nedra (Publ.). 484 p (in Russ).
- Murатов V.M. (1965) Neotektonika i rel'ef Severo-Zapadnogo Kavkaza (Neotectonics and relief of the Northwestern Caucasus). PhD thesis. Moscow: Institute of Geography AN USSR. 303 p (in Russ).
- Nesmeyanov S.A. (1992) Neostrukturnoe raionirovanie Severo-Zapadnogo Kavkaza (operezhayushchie issledovaniya dlya inzhenernykh izyskaniy) (Neostuctural zoning of the Northwestern Caucasus (advanced studies for engineering surveys)). Moscow: Nedra (Publ.). 254 p (in Russ).
- Nikishin A.M., Ershov A.V., Nikishin V.A. (2010) Geological history of Western Caucasus and adjacent foredeeps based on analysis of the regional balanced section. *Doklady Earth Sci.* Vol. 430. No. 2. P. 155–157.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X10020017>
- Panina L.V., Zaitsev V.A., Agibalov A.O. et al. (2021) Main features of the latest geodynamics of the North-West and Central Caucasus. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. No. 1. P. 3–14 (in Russ).
<https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-1-3-14>
- Popov S.V., Tabachnikova I.P., Bannikov A.F. et al. (2019) Lectostratotype of the Maikopian Group in the Belaya River Section Upstream of the Town of Maikop (Western Ciscaucasia) in the Oligocene Part. *Stratigr. Stratigraphy and geological correlation*. Vol. 27. No. 3. P. 339–360.
<https://doi.org/10.1134/S0869593819030043>
- Rantsman E. Ya. (1985) Morphostructural subdivision and some problems of geodynamics of the Great Caucasus. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 3–17 (in Russ).
- Regional'naya geomorfologiya Kavkaza (Regional Geomorphology of the Caucasus) (1979) Moscow: Nauka (Publ.). 196 p (in Russ).
- Rostovtsev K.O. (Ed.) (2004) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Izdanie vtoroe. Seriya Kavkazskaya. Listy L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Masshtab 1:200000 (State Geological Map of the Russian Federation. 2nd ed. Caucasian Series. Sheets L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Scale 1:200000). FAGUP "Kavkazgeols"emka" (Publ.). 3 p (in Russ).
- Safronov I.N. (1972) Paleogeomorfologiya Severnogo Kavkaza (Paleogeomorphology of the Northern Caucasus). Moscow: Nedra (Publ.). 158 p (in Russ).
- Semenovich V.V. et al. (Eds.) (1983) Strukturnaya karta poverkhnosti fundamenta platformnykh territorii SSSR. Masshtab 1:5000000 (Structural Map of the Basement Surface of Platform Territories of the USSR. Scale 1:5000000). Moscow: Tsentrgeologiya (Publ.). 16 p. (in Russ).
- Shchelinsky V.E. (2011) New Early Paleolithic Site on the Taman Peninsula (Southern Azov Region). In: *Paleolit i mezolit Vostochnoi Evropy*. Moscow: Taus (Publ.). P. 37–58 (in Russ).
- Stratigrafiya SSSR. Neogenovaya sistema (Stratigraphy of the USSR. Neogene System) (1986) Moscow: Nedra (Publ.). 440 p (in Russ).
- Tesakov A.S. (2021) Evolyutsiya faun melkikh mlekovitayushchikh i kontinental'naya biostratigrafiya pozdnego kainozoya yuga Vostochnoi Evropy i Zapadnoi Azii (Evolution of small mammal faunas and continental biostratigraphy of the Late Cenozoic in southern Eastern Europe and Western Asia). D. Sci. thesis. Moscow: GIN RAN. 167 p (in Russ).
- Tesakov A.S., Gaydalenok O.V., Sokolov S.A. et al. (2019) Tectonics of Pleistocene Deposits in the Northeast of Taman Peninsula, South Azov Sea Region. *Geotectonics*. Vol. 53. No. 5. P. 548–568.
<https://doi.org/10.1134/S0016852119050066>
- Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N. et al. (2017) Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology. *Fossil Imprint*. Vol. 73. No. 3–4. P. 383–444.
<https://doi.org/10.1515/iff-2017-0019>
- Tesakov A.S., Titov V.V., Syromyatnikova E.V. (2014) Biostratigraphic justification of the age of the Armavir Formation (Upper Miocene, Krasnodar Krai). In: *Materialy LX sessii Paleontologicheskogo obshchestva*. Saint Petersburg: VSEGEI (Publ.). P. 178–180 (in Russ).

- Trifonov V.G. (2016) Collision and mountain building. *Geotectonics*. Vol. 50. No. 1. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1134/S0016852116010052>
- Trifonov V.G., Sokolov S.Y., Sokolov S.A. et al. (2020) Meso-zoic–Cenozoic Structure of the Black Sea–Caucasus–Caspian Region and Its Relationships with the Upper Mantle Structure. *Geotectonics*. Vol. 54. No. 3. P. 331–355.
<https://doi.org/10.1134/S0016852120030103>
- Trifonov V.G., Tesakov A.S., Simakova A.N. et al. (2024) Geological and biotic context of the Plio–Pleistocene evolution of the Caucasus–Caspian Region (Akchagylia transgression). *Quat. Int.* Vol. 686–687. P. 120–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.011>
- Trikhunkov Ya.I. (2010) System of morphostructures and seismicity of the Northwestern Caucasus. In: *Geomorfologicheskie sistemy: svoistva, ierarkhiya, organizovannost'*. Moscow: Media-PRESS (Publ.). P. 101–115 (in Russ).
- Trikhunkov Ya.I. (2016) Neotectonic transformation of Cenozoic fold structures in the northwestern Caucasus. *Geotectonics*. Vol. 50. No. 5. P. 509–521.
<https://doi.org/10.1134/S0016852116040087>
- Trikhunkov Ya.I., Bachmanov D.M., Gaidalenok O.V. et al. (2019) Recent Mountain Building at the Junction Zone of the Northwestern Caucasus and Intermediate Kerch–Taman Region, Russia. *Geotectonics*. Vol. 53. No. 4. P. 517–532.
<https://doi.org/10.1134/S001685211904006X>
- Trikhunkov Ya.I., Bachmanov D.M., Lomov V.S. et al. (2024) Neotectonic Deformations of the River Network in the Western Caucasus and Ciscaucasia. In: *Materialy LV Tektonicheskogo soveshchaniya*. Vol. 2. P. 227–232 (in Russ).
- Trikhunkov Ya.I., Bachmanov D.M., Tesakov A.S. et al. (2024) Upper Pliocene–Lower Pleistocene Upper Molasse Belorechensk Formation of Western Ciscaucasia in Context of Regional Neotectonics and Paleogeography. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 32. No. 4. P. 348–373.
<https://doi.org/10.1134/S0869593824700059>
- Trikhunkov Ya.I., Gaidalenok O.V., Bachmanov D.M. et al. (2018) Morphostructure of the junction zone of the North–Western Caucasus and the Kerch–Taman region. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 80–95 (in Russ).
<https://doi.org/10.7868/S0435428118040077>
- Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M. et al. (2021) Evaluation of Plio–Quaternary uplift of the South–Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylia marine deposits and continental molasses. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 349–363.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.009>
- Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Shalaeva E.A. et al. (2019) Quaternary river terraces as indicators of the Northwestern Caucasus active tectonics. *Quat. Int.* Vol. 509. P. 62–72.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.039>
- Tveritina T. Yu., Marinin A.V., Bondar I.V. (2024) Structural features of the Pshekha–Adler fault zone of the Greater Caucasus according to structural studies. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. No. 2. P. 32–44 (in Russ).
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-2-32-44>
- Vangengeim E.A., Pevzner M.A., Tesakov A.S. (1990) Magnetic and biostratigraphic studies in the stratoregion of the Psekup mammalian faunal complex. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. No. 59. P. 81–93 (in Russ).